

LABORATORIUM VOOR TOEGEPASTE GEOLOGIE EN HYDROGEOLOGIE

**INVENTARISATIE VAN DE KENNIS VAN DE IEPERIAANKLEI IN
FUNCTIE VAN ONDERZOEK NAAR DIEPE BERGING VAN
RADIOACTIEF AFVAL**

FAZE 1

mei 1995

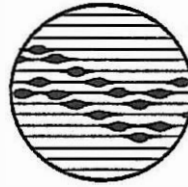
94/30



UNIVERSITEIT GENT

Laboratorium
voor
Toegepaste Geologie
en
Hydrogeologie

INVENTARISATIE VAN DE KENNIS
VAN DE IEPERIAANKLEI
IN FUNCTIE VAN ONDERZOEK
NAAR DIEPE BERGING VAN
RADIOACTIEF AFVAL
FAZE 1



Geologisch Instituut
Krijgslaan 281, S8
B-9000 Gent

tel. 09/264 46 47
fax 09/264 49 88

Opdrachtgever

NIRAS

Leiding : Prof. Dr. W. DE BREUCK

Studie en verslag : Lic. D. DE SMET
Lic. L. OLIVIER

Projectnummer : TGO 94/030

Datum : mei 1995

INHOUD

Lijst van figuren

Lijst van tabellen

1. Inleiding	1
2. Paleogeografie	3
2.1. Paleogeografie van het Eoceen	3
2.2. Paleogeografie van het Ieperiaan	3
3. Lithostratigrafie	6
3.1. Landen Groep	6
3.1.1. Formatie van Hannut	6
3.1.2. Formatie van Tienen	6
3.2. Ieper Groep	6
3.2.1. Formatie van Kortrijk	9
3.2.1.1. Algemeen	9
3.2.1.2. Zonering Formatie van Kortrijk	14
3.2.1.3. Besluit	20
3.2.2. Formatie van Tielt	23
3.2.3. Formatie van Gent	23
3.3. Coupes	23
4. Sedimentologie	28
4.1. Gebied I	28
4.2. Gebied II	31
4.2.1. Boring Tielt	31
4.2.1.1. Formatie van Kortrijk	31
4.2.1.2. Formatie van Tielt	31
4.2.2. Boring Kallo	32
4.2.2.1. Formatie van Kortrijk	32
4.2.2.2. Formatie van Tielt	32
4.3. Gebied III	33
4.3.1. Formatie van Kortrijk	33
4.3.2. Formatie van Tielt	33
4.4. Afzettingsmilieu	33
4.5. Vergelijking met de Formatie van Boom	34
4.6. Besluit	36
5. Mineralogie	37
5.1. Kleimineralogie	37
5.1.1. Inleiding	37
5.1.2. Zonering	37
5.2. De zware mineralen	41

6. Hydrogeologie	43
6.1. Algemeen	43
6.2. De Landen Groep	45
6.2.1. Algemeen	45
6.2.2. Doorlatendheid	45
6.2.3. Voeding	47
6.2.4. Stijghoogteverlaging	47
6.2.5. Grondwaterkwaliteit	52
6.3. De Formatie van Kortrijk	52
6.4. De Formatie van Tielt	54
6.4.1. Het Lid van Kortemark	54
6.4.2. Het Lid van Egem	54
6.4.2.1. Algemeen	54
6.4.2.2. Doorlatendheid	55
6.4.2.3. Voeding	57
6.4.2.4. Grondwaterkwaliteit	57
6.5. De Zenne Groep en het Lid van Vlierzele in West- en Oost-Vlaanderen	57
6.6. Verzilting	60
6.7. Algemeen grondwaterstromingspatroon	60
6.8. Besluit	60
7. Strukturele geologie	64
7.1. Seismologie	64
7.1.1. Seismotektonische eenheden in het gebied	64
7.1.1.1. Het Ardennen-Rijnland Massief	66
7.1.1.2. Het Massief van Brabant	67
7.1.1.3. Het Bekken van Parijs	68
7.1.1.4. Het Bekken van de Noordzee-Nederland-Noord-Duitsland	68
7.1.1.5. De Rijngraben	68
7.1.2. Besluit : seismotektonische kenmerken van het noorden van België	70
7.2. Kleitiektoniek	72
7.2.1. Algemeen	72
7.2.2. Genese	75
7.2.3. Vergelijking met andere tertiaire kleisequenties	79
7.2.4. Besluit	79
8. Ondiep water seismisch onderzoek	80
9. Besluit	81
Referenties	82

LIJST VAN FIGUREN

Fig. 2.1 - Paleogeografie van het Paleoceen-Eoceen (volgens ZIEGLER, 1982)

Fig. 3.1 - Stratigrafie van de Ieper Groep (volgens STEURBAUT & NOLF, 1986)

Fig. 3.2 - Overzicht van de puntgegevens die de basis van de Ieper Groep bereiken

Fig. 3.3 - Isohypsen van de basis van de Formatie van Kortrijk

Fig. 3.4 - Isohypsen van de top van de Formatie van Kortrijk

Fig. 3.5 - Isopachen van de Formatie van Kortrijk

Fig. 3.6 - Isohypsen van de top van het Lid van Saint-Maur

Fig. 3.7 - Isopachen van het Lid van Saint-Maur

Fig. 3.8 - Isopachen van het Lid van Moen

Fig. 3.9 - Isohypsen van de basis van het Lid van Aalbeke

Fig. 3.10 - Zonering Formatie van Kortrijk

Fig. 3.11 - Uitbreiding van de potentiële bergingsgebieden in de Formatie van Kortrijk en uitbreiding van het studiegebied voor fase 2

Fig. 3.12 - Isohypsen van de top van het Lid van Kortemark

Fig. 3.13 - Coupe 1 - stratigrafische doorsnede van het westen tot het oosten van het land

Fig. 3.14 - Coupe 2 - stratigrafische doorsnede van het noorden tot het zuiden van het land

Fig. 3.15 - Ligging van de stratigrafische doorsneden

Fig. 4.1 - Correlatie van de korrelgroottes voor de boringen Knokke, Tielt, Ooigem en Kallo (naar GEETS, 1988)

Fig. 4.2 - Korrelgrootteverdeling van de Ieper Groep in de boring Mol (GEETS, 1988)

Fig. 4.3 - Vergelijking tussen de Formatie van Kortrijk en de Formatie van Boom

Fig. 5.1 - Kleimineralenverdeling in de referentiesectie Knokke (MERCHIER-CASTIAUX & DUPUIS, 1986)

Fig. 5.2 - Correlatie van de kleimineralenverdeling in de boringen Knokke, Kallo en Mol (MERCHIER-CASTIAUX & DUPUIS, 1986)

- Fig. 6.1 - Hydrogeologische sequentie in het noorden van België
- Fig. 6.2 - Vertikale stroming tussen de Landen Groep en de Formatie van Kortrijk (natuurlijke toestand) (in m³/ha/jaar) (naar VAN CAMP et al., 1987)
- Fig. 6.3 - Vertikale stroming tussen de Landen Groep en de Formatie van Kortrijk (actuele toestand) (in m³/ha/jaar) (naar VAN CAMP et al., 1987)
- Fig. 6.4 - Stijghoogtepatroon in de Landen Groep in West- en Oost-Vlaanderen (actuele toestand) (naar WALRAEVENS et al., 1990)
- Fig. 6.5 - Stijghoogtepatroon in de Landen Groep in West- en Oost-Vlaanderen (natuurlijke toestand) (naar WALRAEVENS et al., 1990)
- Fig. 6.6 - Voorkomen van grondwatertypes in de Landen Groep (classificatie volgens STUYFZAND, 1986) (naar WALRAEVENS, 1989)
- Fig. 6.7 - Stijghoogtepatroon in de Zenne groep + het Lid van Vlierzele in West- en Oost-Vlaanderen (natuurlijke toestand) (naar WALRAEVENS, 1987)
- Fig. 6.8 - Stijghoogtepatroon in de Zenne Groep + het Lid van Vlierzele in West- en Oost-Vlaanderen (actuele toestand) (naar WALRAEVENS, 1987)
- Fig. 6.9 - Zones met verzilt grondwater in de bovenste watervoerende laag
- Fig. 6.10 - Schematisch grondwaterstromingspatroon in de Sokkel, het Krijt, de Landen Groep, de Ieper Groep en de Zenne Groep in België (in coupe 2, zie figuur 3.15)
- Fig. 6.11 - Grondwaterstromingspatroon in de Zenne Groep + het Lid van Vlierzele volgens het profiel Gent - Assenede (uit WALRAEVENS, 1987)
- Fig. 6.12 - Grondwaterstromingspatroon in de Zenne Groep + het Lid van Vlierzele volgens het profiel Aalter - Sint-Margriete (uit WALRAEVENS, 1987)
- Fig. 7.1 - Overzichtskaart van de geregistreerde aardbevingen in België (uit WOUTERS & VANDENBERGHE, 1994 naar CAMELBEECK, 1993)
- Fig. 7.2 - Overzichtskaart van de in België en omgeving voorkomende breuken (gegevens van TRACTIONEL, 1984)
- Fig. 7.3 - Geologie van de paleozoïsche sokkel in België - het Massief van Brabant (naar DE VOS et al., 1993)
- Fig. 7.4 - Situering en onderverdeling van de Rijnslenk - situering van vulkanische gebieden in de Eifel (uit WOUTERS & VANDENBERGHE, 1994)

**Fig. 7.5 - Voorkomen van de ontsluitingszones van de Formatie van Kortrijk
(HELDENS, 1983)**

**Fig. 7.6 - De onderste structurele eenheid in de Formatie van Kortrijk
(HENRIET et al., 1988)**

Fig. 7.7 - Het bovenste gedeelte van de middenste structurele eenheid in de Formatie van Kortrijk (HENRIET et al., 1988)

**Fig. 7.8 - Breukenpatroon in de Formatie van Kortrijk te Marke
(uit HENRIET et al., 1991)**

Fig. 7.9 - Compactiemodel van de Formatie van Kortrijk (HENRIET et al., 1988)

Fig. 7.10 - Modellen van een Rayleigh-Taylor instabiliteit (uit HENRIET et al., 1988)

LIJST VAN TABELLEN

Tabel 3.1 - Stratigrafische kolom van het Paleogeen (Jacobs et al., 1995)

Tabel 3.2 - Benaming van de leden van de Formatie van Kortrijk

Tabel 5.1 - Zware mineralen samenstelling in de Formatie van Kortrijk

Tabel 6.1 - Hydraulische parameters van de Landen Groep

Tabel 6.2 - Hydraulische parameters van het Lid van Egem

1. INLEIDING

In de loop van november 1994 verzocht het NIRAS het Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie van de Universiteit Gent (LTGH) een inventaris te maken van de beschikbare gegevens over het Ieperiaan in België. Dit onderzoek kadert in de aanbeveling van de commissie SAFIR om een verkenningsboring uit te voeren te Doel om de geschiktheid van deze site voor de berging van hoogradioactief afval in de Formatie van Kortrijk (Ieperiaanklei) na te gaan. Dit onderzoek beoogt de kennis die tot nog toe voorhanden is over het Ieperiaan samen te vatten en te toetsen aan de normen voor het bergen van hoogradioactief afval (categorie C).

Volgende geologische disciplines werden in meerdere of mindere mate onderzocht :

- stratigrafie;
- paleogeografie;
- sedimentologie;
- mineralogie;
- hydrogeologie;
- structuurgeologie;
- seismologie.

Voor het verzamelen van de gegevens werd uitgebreid beroep gedaan op de kennis en ervaring van verscheidene specialisten en instellingen. De belangrijkste instellingen zijn :

- de Belgische Geologische Dienst (BGD);
- het Koninklijk Belgisch Natuurhistorisch Museum;
- de Nationale Instelling voor Radioactief Afval en Splijtstoffen (NIRAS);
- Distrigaz;
- de Universiteit Gent (RUG);
- het Bestuur Natuurlijke Rijkdommen en Energie (BNRE).

Per discipline werden de volgende specialisten geraadpleegd :

stratigrafie :

Dr. E. Steurbaut (Koninklijk Belgisch Natuurhistorisch Museum), Prof. Dr. P. Laga (BGD), Dr. J. Van der Sluys (BGD), Prof. Dr. S. Geets (RUG), Prof. Dr. P. Jacobs (RUG), Lic. M. De Ceukelaire (RUG);

paleogeografie :

Dr. E. Steurbaut (Koninklijk Belgisch Natuurhistorisch Museum),
Dr. J. Deconinck (RUG);

sedimentologie en mineralogie :

Prof. Dr. S. Geets (RUG);

hydrogeologie :

Prof. Dr. K. Walraevens (NFWO-RUG), Prof. Dr. L. Lebbe (NFWO-RUG),
Prof. Dr. W. De Breuck (RUG), Lic. M. Mahauden (RUG), I. Wemaere (SCK);

struktuurgeologie :

Dr. M. De Batist (NFWO-RUG);

seismologie :

Dr. M. De Batist (NFWO-RUG), Prof. Dr. J. Verniers (NFWO-RUG).

Dit verslag vat de resultaten van de eerste vier maanden van het onderzoek samen.

2. PALEOGEOGRAFIE

2.1. Paleogeografie van het Eoceen

Volgens ZIEGLER (1982) bevond België zich in het begin van het Tertiair (Paleoceen-Eoceen) aan de zuidoostelijke rand van het Bekken van de Noordzee (Fig. 2.1). Ten oosten van het Belgisch Bekken bevond zich het Ardennen-Rijnland Massief; in het zuiden, ter hoogte van de As van Artesië, begon een opwaartse beweging. Ten oosten van het Ardennen-Rijnland Massief begon de vorming van de Rijngraben als gevolg van spanningen die gepaard gingen met de Alpijnse orogenese. Aan de randen van deze grabenstructuur kwam er vulkanische activiteit voor.

2.2. Paleogeografie van het Ieperiaan

Op het einde van het Landenian bevond het grootste gedeelte van het Belgisch Bekken zich als gevolg van een tektonische opwaartse beweging boven de zeespiegel. De Ieperiaantransgressie begon ca. 55 milj. j. geleden en verplaatste zich snel van het noordwesten naar het zuidoosten. De Ieperiaanzee overspoelde de sedimenten, afgezet tijdens het Landenian, die inmiddels reeds gedeeltelijk geërodeerd waren. Het begin van deze transgressie schijnt gebonden te zijn aan belangrijke eustatische bewegingen. Ook lokale tektoniek zou een rol kunnen gespeeld hebben.

De zee bereikte haar maximale uitbreiding reeds bij het begin van het Ieperiaan, wanneer afzetting van klei over heel het bekken optrad (Lid van Saint-Maur).

Later werden in het oosten van het bekken door een combinatie van lokale tektonische activiteit en kleine zeespiegelveranderingen zandige sedimenten afgezet (Zand van Mons-en-Pévèle in het oosten). Meer naar het westen komt de regressieve tendens tot uiting in de grovere lagen die in de klei van het Lid van Moen (Roubaix) teruggevonden worden. Deze grovere lagen zijn waarschijnlijk stormafzettingen. Alleen in het uiterste westen bleef de kleisedimentatie praktisch onveranderd doorgaan (STEURBAUT, 1988).

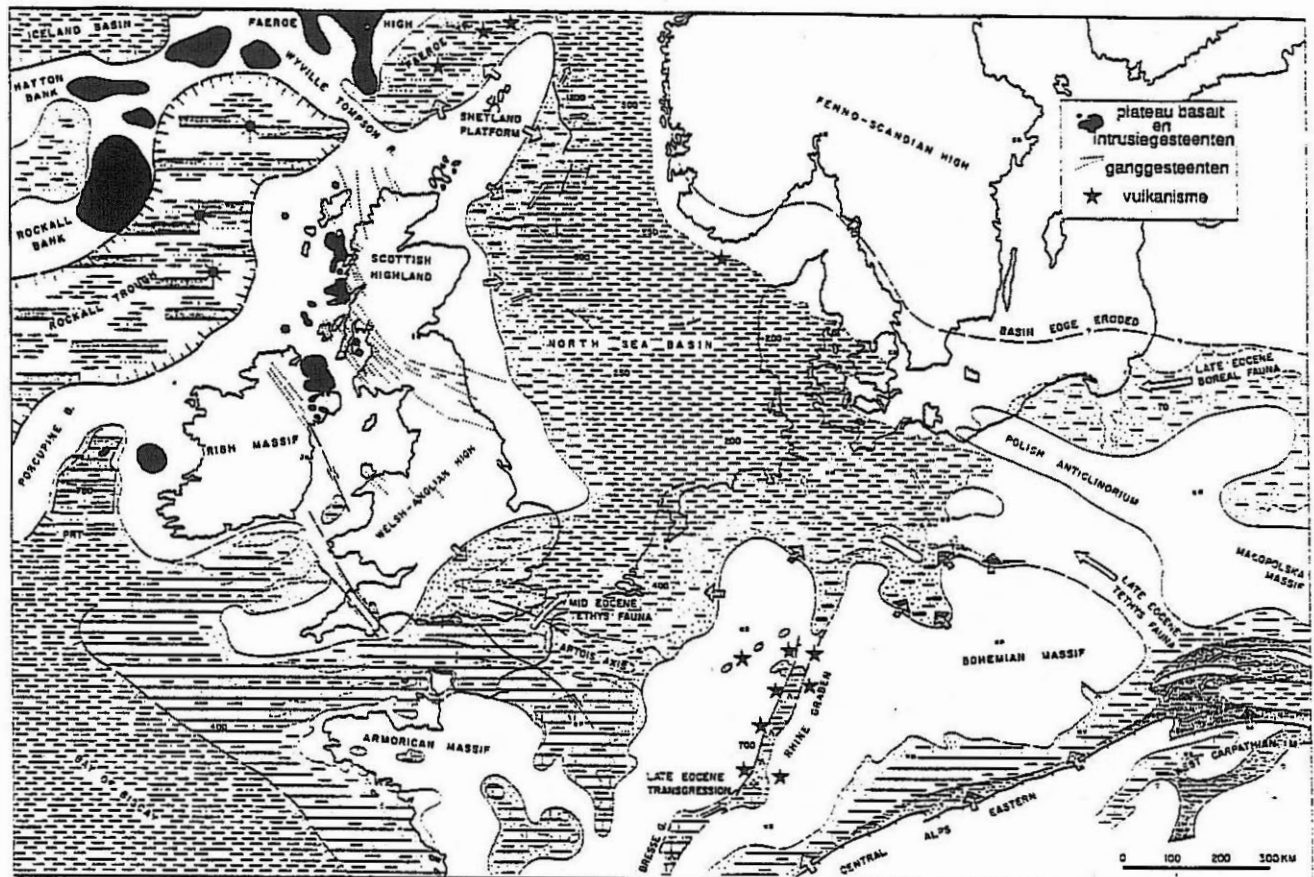
De basis van de klei van het Lid van Aalbeke vertegenwoordigt zonder twijfel de start van een tweede discontinue transgressie, te wijten aan een kleine zeespiegelstijging. Aan de randen van het bekken is deze klei nooit afgezet (VANDENBERGHE et al., in druk). Ten noorden van de grens Westouter-Kortrijk-Mater-Beersel heeft er bijna ononderbroken afzetting tussen de basis van de klei van het Lid van Aalbeke en de top van het zand van het Lid van Egem plaatsgehad. Meer naar het zuiden heeft men aan de top van de klei van het Lid van Aalbeke een fase met zeer trage sedimentatie en erosie-intervallen.

Het basisgedeelte van het Zand van de Mont-Panisel vertegenwoordigt de maximale uitbreiding van de tweede transgressieve fase. Dit zand komt voor in het zuiden van het afzettingbekken waar het rust op de klei van het Lid van Aalbeke of in het uiterste zuiden rechtstreeks op het Zand van Mons-en-Pévèle. Het komt waarschijnlijk niet voor ten noorden van de Dijle. Bewijzen voor de terugtrekking van de zee vindt men vanaf het middenste gedeelte van het Zand van de Mont-Panisel in het zuiden en ook in de meer noordelijk gelegen gebieden (Tielt, Egem), waar het bovenste gedeelte van het Lid van Egem en het gehele Lid van Merelbeke ontbreken. Dit is waarschijnlijk te wijten aan een grote zeespiegeldaling waarvoor er ook aanwijzingen in nabijgelegen bekkens bestaan

(STEURBAUT, 1988).

Een derde transgressiefaze vindt plaats tijdens de afzetting van de zanden van het Lid van Vlierzele. Waarschijnlijk heeft de zee toen grote delen van het Belgisch Bekken overspoeld. Daarna werden deze afzettingen echter voor een groot deel geërodeerd. Ze zijn behouden gebleven in het noorden van Oost-Vlaanderen, waar er talrijke ligniethorizonten in voorkomen (STEURBAUT, 1988).

Daarna is er waarschijnlijk een belangrijke sedimentatiestop tussen de afzetting van het Lid van Vlierzele en de afzetting van de Formatie van Aalter opgetreden. In het noordwesten ging de sedimentatie iets langer door. De regressiefaze, vertegenwoordigd door het ligniet-horizont van Aalterbrugge, betekent het einde van het Ieperiaan in België. In het oostelijk gedeelte van het bekken werd het grotendeels of volledig geërodeerd door zeer sterke getijdestromingen tijdens de Brusseliaantransgressie. Het einde van het Ieperiaantijdperk situeert zich ca. 50 milj. j. geleden (STEURBAUT, 1988).



Lithologische symbolen

	zand en conglomeraat		carbonaat en klei		sulfaat
	zand		klei, weinig carbonaat		kool
	zand en klei		klei		vuikanische activiteit
	carbonaat en zand		haliet		gebieden zonder afzetting
	carbonaat				

Tektonische symbolen

	normale breuk		plooias
	horizontale verschuiving		continentale helling
	vervormingsfront van ploiingsgordel		

Speciale symbolen

	richting van de klastische input
	uitbreiding van de mariene invloed
	grens met gebied waar erosie is opgetreden
	300 dikte van het sedimentpakket (m)

Fig. 2.1 - Paleogeografie van het Paleoceen-Eoceen
(volgens ZIEGLER, 1982)

3. LITHOSTRATIGRAFIE

De stratigrafische kolom van het Paleogeen wordt gegeven in tabel 3.1. De tabel verenigt de nieuwe termen, zoals ze gebruikt worden op de nieuwe uitgaven van de Geologische Kaart, met de nog in omloop zijnde oude stratigrafische termen.

3.1. Landen Groep

Deze groep vormt in het Belgisch Bekken het substraat waarop de sedimenten van de Ieper Groep werden afgezet.

De Landen Groep wordt in drie formaties ingedeeld : de Formatie van Heers, de Formatie van Hannut en de Formatie van Tienen. De Formatie van Hannut heeft een marien karakter, de Formatie van Tienen een continentaal. De Formatie van Heers wordt in deze fase niet behandeld.

3.1.1. Formatie van Hannut

Deze laat-paleocene mariene afzetting wordt aangetroffen in het grootste gedeelte van Noord-België en bestaat uit klei, zandige klei en silt, kiezelrijke kalk- en siltsteen en glauconietrijke kiezelgesteenten.

3.1.2. Formatie van Tienen

Deze laat-paleocene continentale afzetting wordt aangetroffen in een gedeelte van NE-België, in het noorden van de provincies West- en Oost-Vlaanderen, in Haspengouw en in Henegouwen. De afzetting bestaat uit ligniethoudende klei en zwarte lignietlagen, wit zand, bleke mergellenzen en schelpenkalksteen.

In het bestek van de berging van radioactief afval is het een belangrijk voordeel wanneer de geologische laag onder het gastgesteente dienst kan doen als bijkomende natuurlijke barrière. Dit is vooral wenselijk als het eventuele gastgesteente afwijkt van het ideaal. Daarom zal de Landen Groep in een volgende fase verder worden bestudeerd.

3.2. Ieper Groep

De samenstelling van deze groep is sterk plaatsafhankelijk en recent werd aangetoond dat in sommige streken bepaalde sequenties verkeerd benoemd zijn (STEURBAUT & NOLF, 1986; STEURBAUT, 1988). De bevindingen van een stratigrafisch onderzoek worden samengevat op figuur 3.1 (STEURBAUT & NOLF, 1986).

De Ieper Groep wordt voorlopig in drie formaties ingedeeld : de Formatie van Kortrijk, de Formatie van Tielt en de Formatie van Gent.

Chronostratigrafie	Lithostratigrafie					
	Groep	Formatie		Lid		Oude naam
Laat-Oligoceen		Voort		Voort Veldehoven		Chattian
Vroeg-Oligoceen	Rupel	Eigenbilzen				Rupelian
		Boom		Putte Terhagen Belsele		
		Bilzen		Kerniel Klein-Spouwen Berg		
	Tongeren	Borgloon		Kerkom Boutersem Oude Biesen Henis		Tongerian
		Niel	S.H. Hern	Ruisbroek Wintham	Neerrepem	
Zelzate		Watervliet Bassevelde		Grimmertingen		
Laatste Eoceen						
Laat-Eoceen		Maldegem		Onderdijle Buisputten Zomergem Onderdale Ursel Asse Wemmel		Komplex van Killo <div>Bartoon Asthan</div>
Midden-Eoceen	Zenn	Lede				Ledian Lackenham
		Brussel		Chaumont-Oistoux Bois de la Houssière Neerijse Diegem Archeennes		Bruselian
		Aalter		Odelem Beernem		Boven-Paniselian
Vroeg-Eoceen	Ieper	Gen		Vlierzele Pittem Merebeke		Onder-Paniselian
		Tiel		Egem Kortemark		Ieperian Yd
		Kortrijk		Aalbeke Moos Saint-Maur Mont-Hérin		Ieperian Ye Yb + Ya
Laat-Paleoceen	Landen	Tienen		Knolde Eruelennes	Lolabergen Dormaal	Landenian <div>Heerizian</div>
		Hannut		Grandglise Cherq Halen Lincent Waterschei		
		Bertalmont	Heers		Gelinden Oro	
Vroeg-Paleoceen	Haino-Haspengouw	Hainin Moos	Opgabeek		Eisden Opnesteren Vlaamsechelen	Montian
		Cloiv	Houthem			

Tabel 3.1 - Stratigrafische kolom van het Paleoceen (Jacobs et al., 1995)

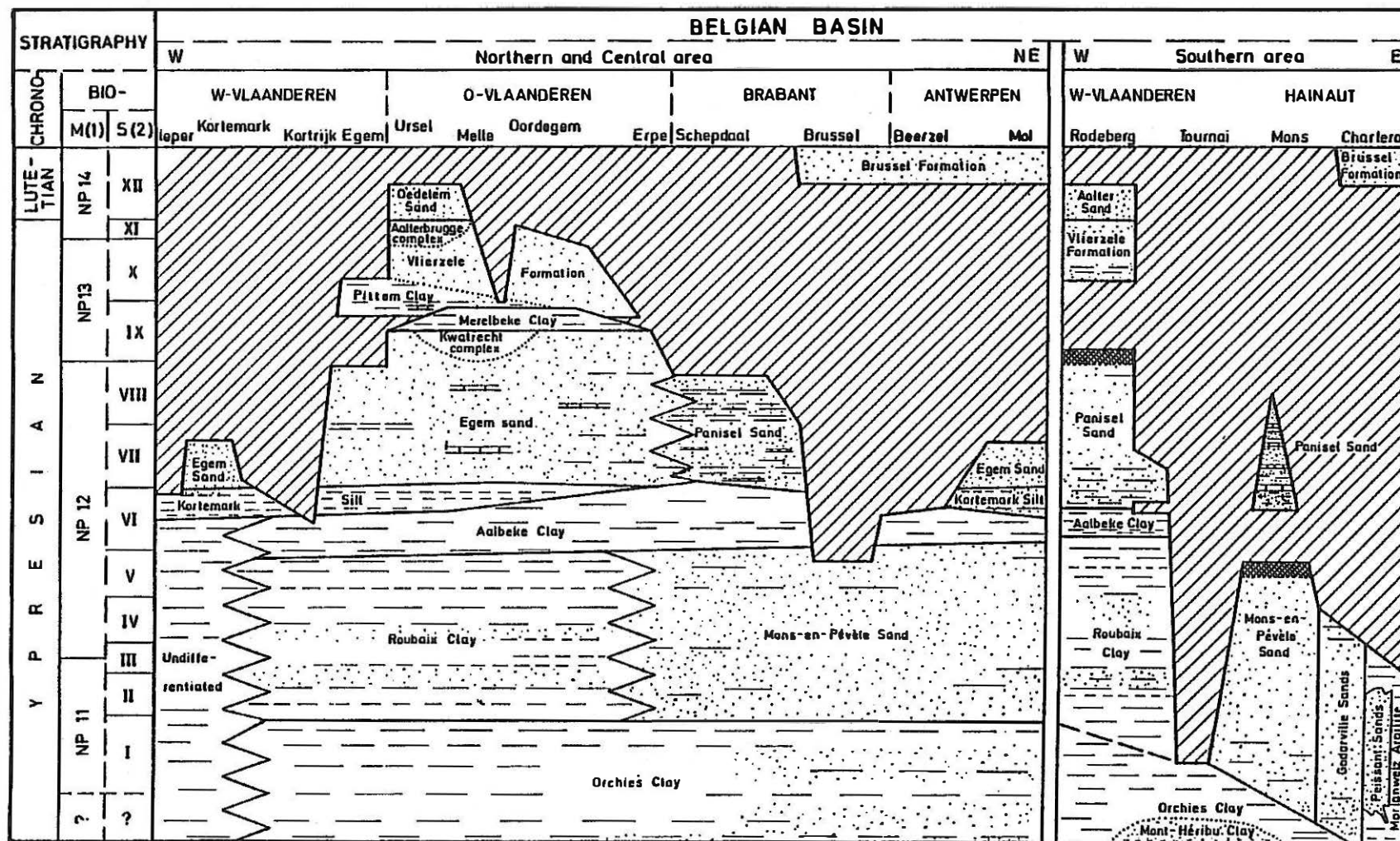


Fig. 3.1 - Stratigrafie van de Ieper Groep
(volgens STEURBAUT & NOLF, 1986)

3.2.1. Formatie van Kortrijk

3.2.1.1. Algemeen

Al de gebruikte punten (ontsluitingen, groeven, boringen) met stratigrafische gegevens die reiken tot aan de basis van de Formatie van Kortrijk, zijn aangegeven op figuur 3.2.

De afzettingen van de formatie hebben een marien karakter. De isohypsen van de basis en de top van de Formatie van Kortrijk zijn voorgesteld op figuur 3.3 en figuur 3.4 respectievelijk; de isopachen op figuur 3.5.

In eerste instantie kan men de formatie in vier leden indelen. Over de naamgeving van deze leden bestaat veel verwarring in de literatuur. Er werd de voorkeur gegeven aan de officiële benamingen die onder andere gebruikt worden bij het opstellen van de nieuwe Geologische Kaart. In tabel 3.2 wordt een overzicht van de officiële en oude benamingen gegeven.

Officiële benaming	Oude benamingen	Symbool oude geologische kaarten
Lid van Mont-Héribu	Onder-Ieperiaan	Ya + Yb
Lid van Saint-Maur	Onder-Ieperiaan, klei van Ieper, klei van Vlaanderen, klei van Orchies	Yc
Lid van Moen	Onder-Ieperiaan, klei van Ieper, klei van Vlaanderen, klei van Roubaix	Yc
Lid van Aalbeke	Onder-Ieperiaan, klei van Ieper, klei van Vlaanderen, klei van Rong	Yc

Tab. 3.2 - Benaming van de leden van de Formatie van Kortrijk

- de zandige klei van het Lid van Mont-Héribu

De zandige klei van het Lid van Mont-Héribu is een ondiepe mariene afzetting, bestaande uit een afwisseling van horizontaal gelamineerd glauconiethoudend kleiig zand of zandige klei en kompakte, siltige klei of kleiige silt. Plaatselijk zijn graafsporen aanwezig. De basis bestaat uit geoxydeerd en verhard kleiig zand met lenzen zuiver zand. Deze afzetting is heterogeen. Het Lid van Mont-Héribu is gering van dikte en dagzoomt enkel in het noorden van Henegouwen en het zuidwesten van Brabant.

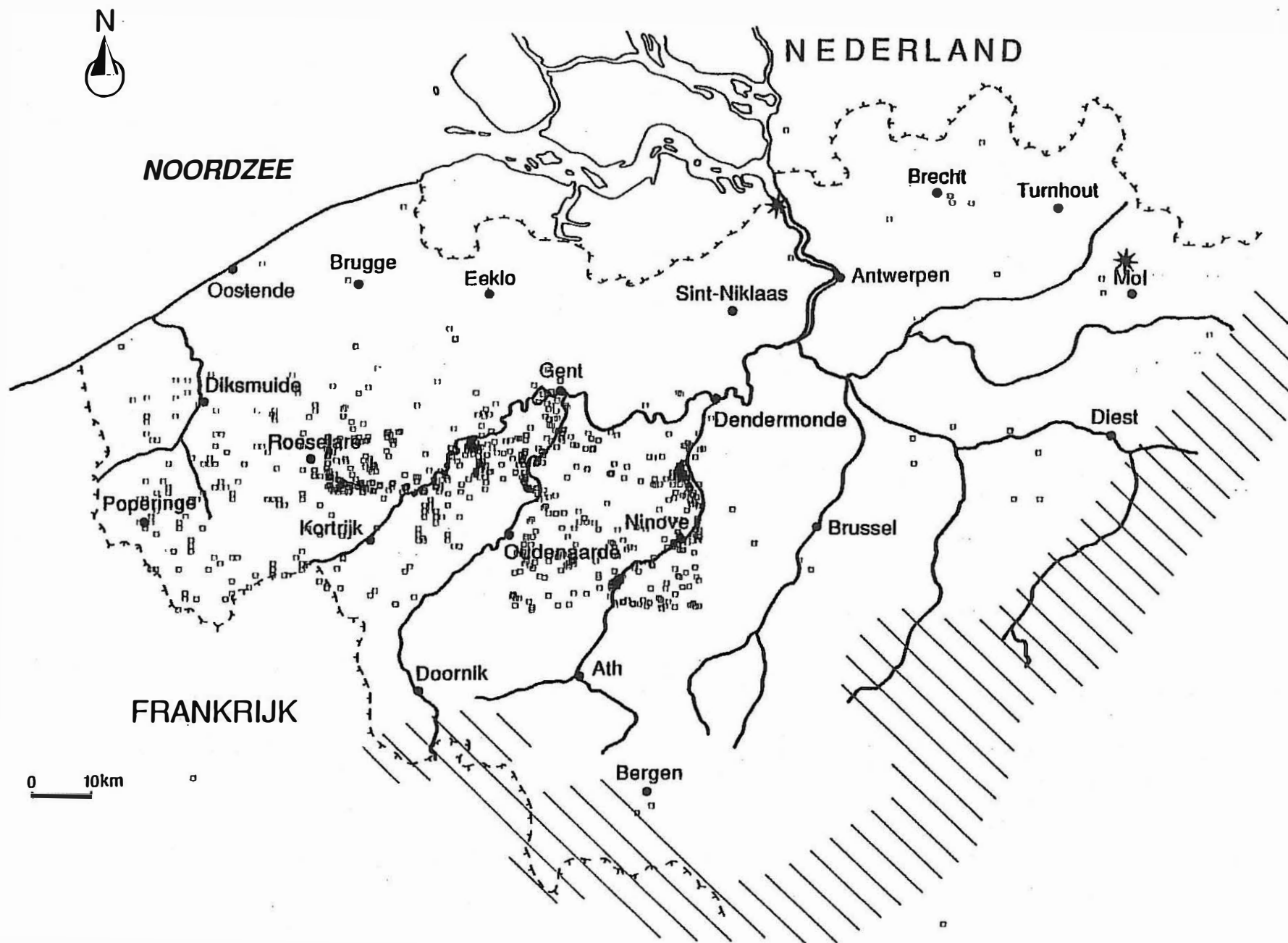


Fig. 3.2 - Overzicht van de puntgegevens die de basis van de Ieper Groep bereiken

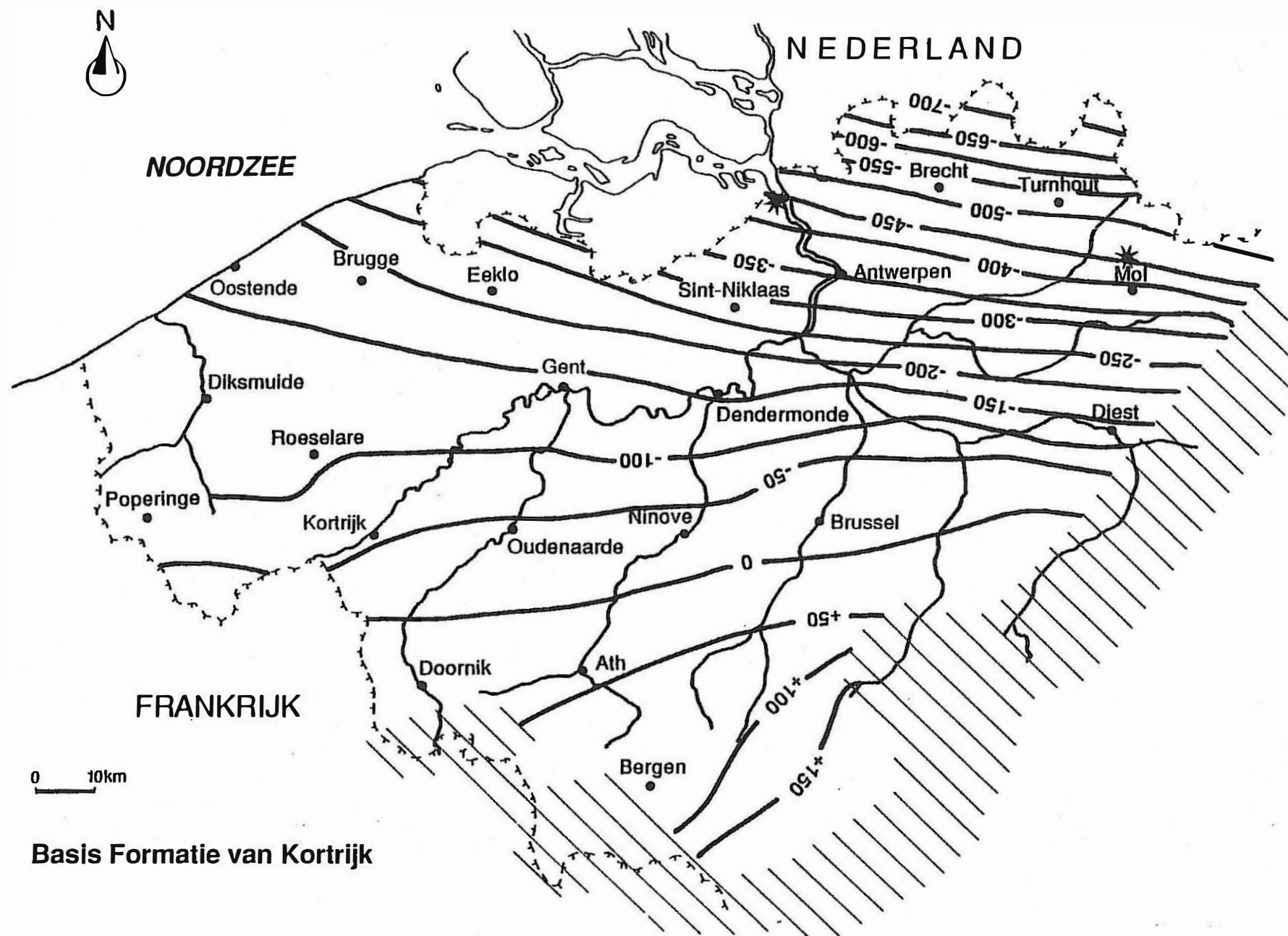


Fig. 3.3 - Isohypsen van de basis van de Formatie van Kortrijk

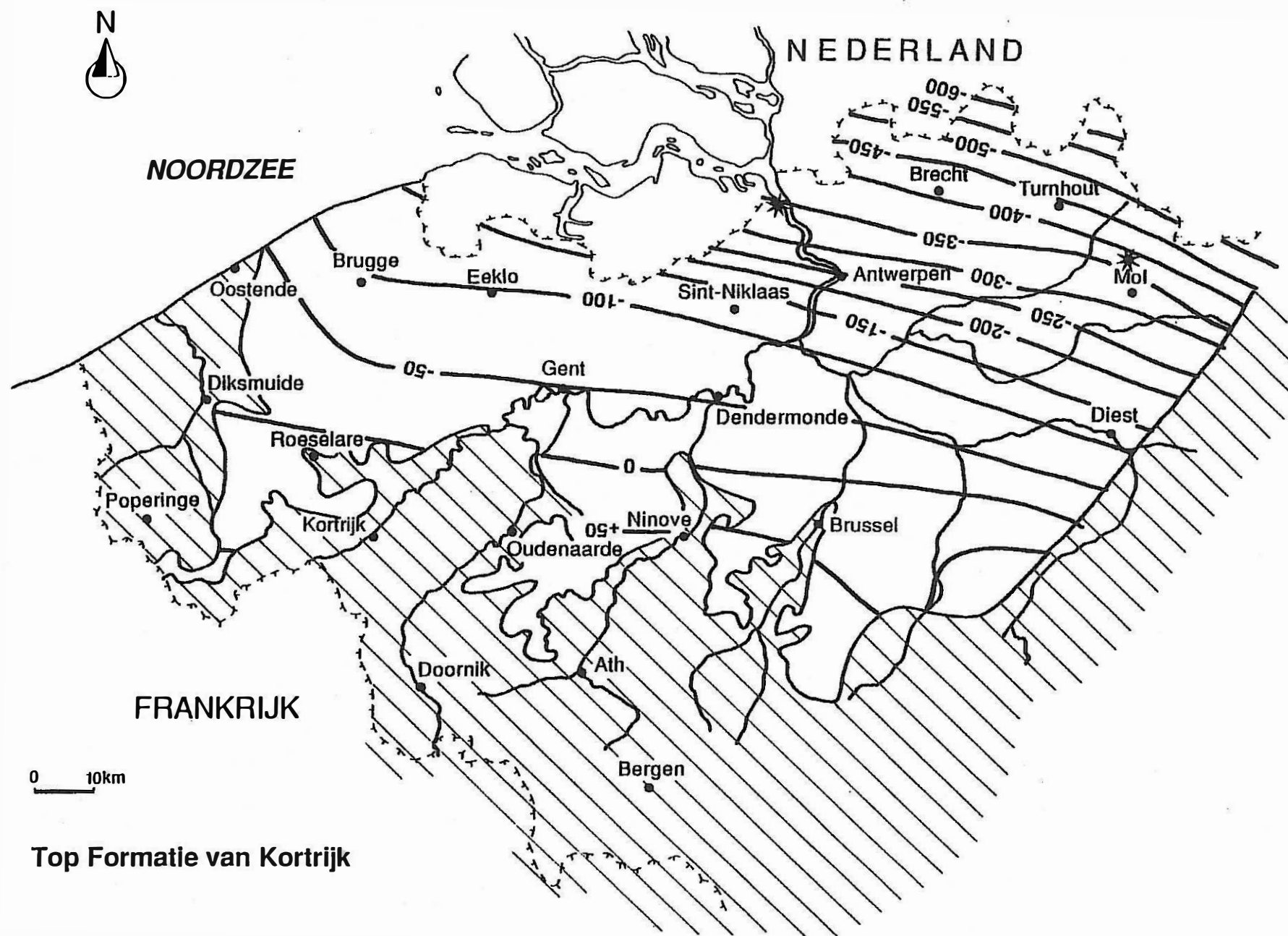
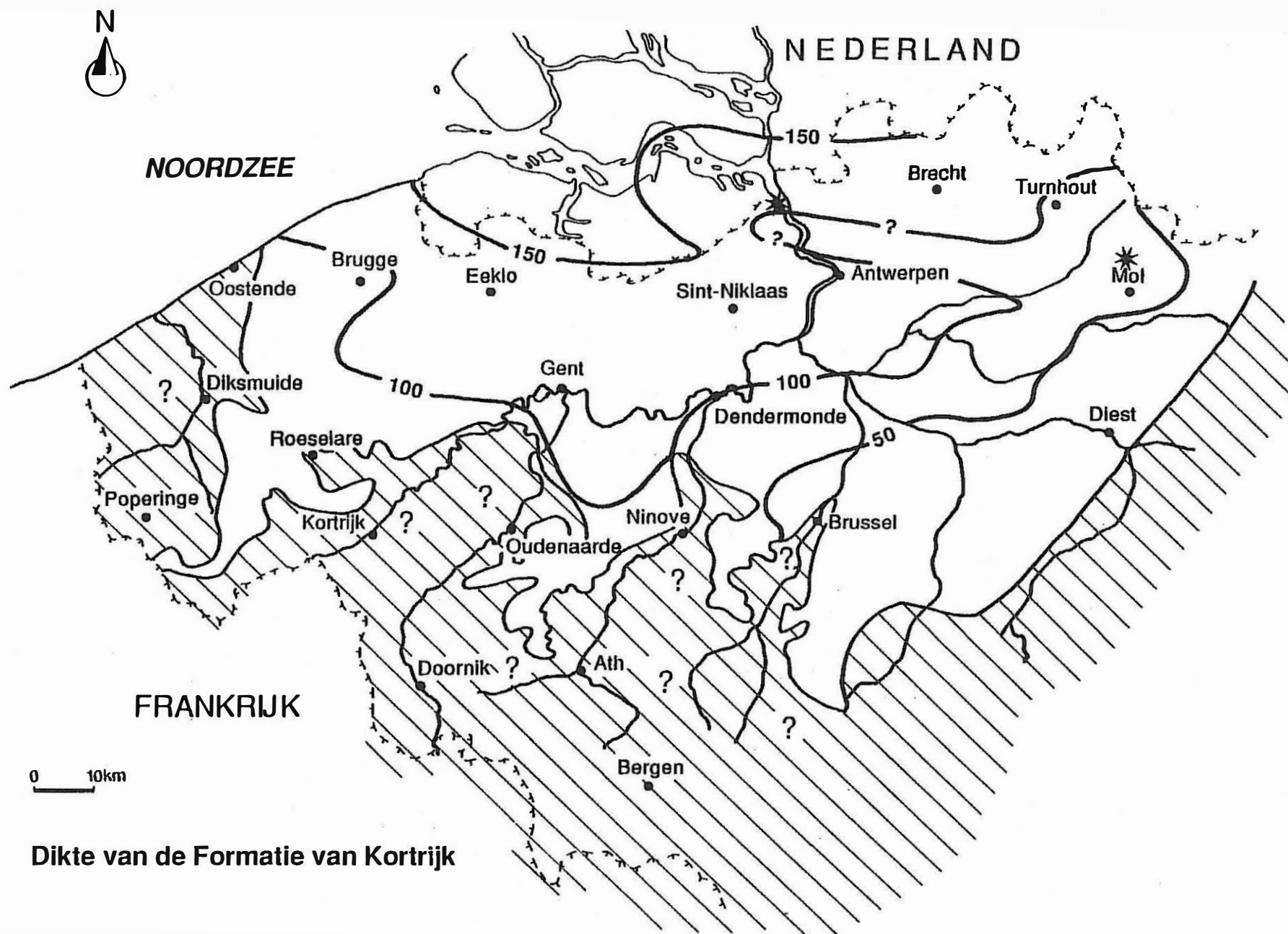


Fig. 3.4 - Isohypsens van de top van de Formatie van Kortrijk



Dikte van de Formatie van Kortrijk

Fig. 3.5 - Isopachen van de Formatie van Kortrijk

- *klei van het Lid van Saint-Maur* (= klei van Orchies)

De klei van het Lid van Saint-Maur is een mariene afzetting die grotendeels bestaat uit zeer fijnsiltige klei met enkele dunne intercalaties van grofsiltige klei of kleiige, zeer fijne silt. Deze afzetting is homogeen.

De klei van het Lid van Saint-Maur strekt zich uit over het noorden van Henegouwen, Oost- en West-Vlaanderen en over een deel van Brabant en Antwerpen. Hij ontbreekt in het oostelijk deel van het afzettingsgebied. De isohypsen van de top van deze afzetting zijn voorgesteld op figuur 3.6; de isopachen op figuur 3.7.

- *klei van het Lid van Moen* (= klei van Roubaix)

De klei van het Lid van Moen is van mariene oorsprong. In het zuidelijk deel van het afzettingsgebied bestaat het uit kleiige, grove, middelmatige silt met laagjes die tot 10 % fijn en zeer fijn zand bevatten. De afzetting is heterogeen. Naar het noorden vermindert de heterogeniteit en is de gemiddelde textuur een kleiige, middelmatige silt.

De klei van het Lid van Moen strekt zich uit over Noord-Henegouwen, Oost- en West-Vlaanderen. Lateraal naar het oosten toe gaat deze afzetting in een faciës van kleilig zand (Zand van het Lid van Mons-en-Pévèle) over. De isopachen van dit Lid worden voorgesteld op figuur 3.8.

- *klei van het Lid van Aalbeke*

De klei van het Lid van Aalbeke is een homogene mariene eenheid die bijna uitsluitend uit zeer fijnsiltige klei zonder zandfractie bestaat. Ze komt voor in Oost- en West-Vlaanderen en een gedeelte van Antwerpen en Henegouwen.

Deze afzetting komt vermoedelijk overeen met de "Argile de Roncq" van de Franse auteurs. De isohypsen van de basis van deze afzettingen zijn voorgesteld op figuur 3.9.

3.2.1.2. Zonering Formatie van Kortrijk

Zoals reeds eerder opgemerkt, is de bovenstaande indeling in vier leden een ideale opeenvolging. In werkelijkheid is de samenstelling van deze formatie plaatsafhankelijk. Bovendien werd enkel de klei van het Lid van Saint-Maur over het ganse bekken afgezet. Het voorkomen van het kleilig zand van het Lid van Mont-Héribu kan niet overal aangetoond worden en wordt daarom en gezien zijn geringe dikte en zandige samenstelling in de hierna volgende bespreking buiten beschouwing gelaten.

Men kan van west naar oost vier belangrijke gebieden onderscheiden (Fig. 3.10) :

- In **GEBIED I** (in het westen) kan men geen duidelijk onderscheid tussen de verschillende leden maken en vormt de Formatie van Kortrijk een ongedifferentieerd homogeen kleicomplex. Naar het oosten toe wordt het onderscheid geleidelijk aan duidelijker.

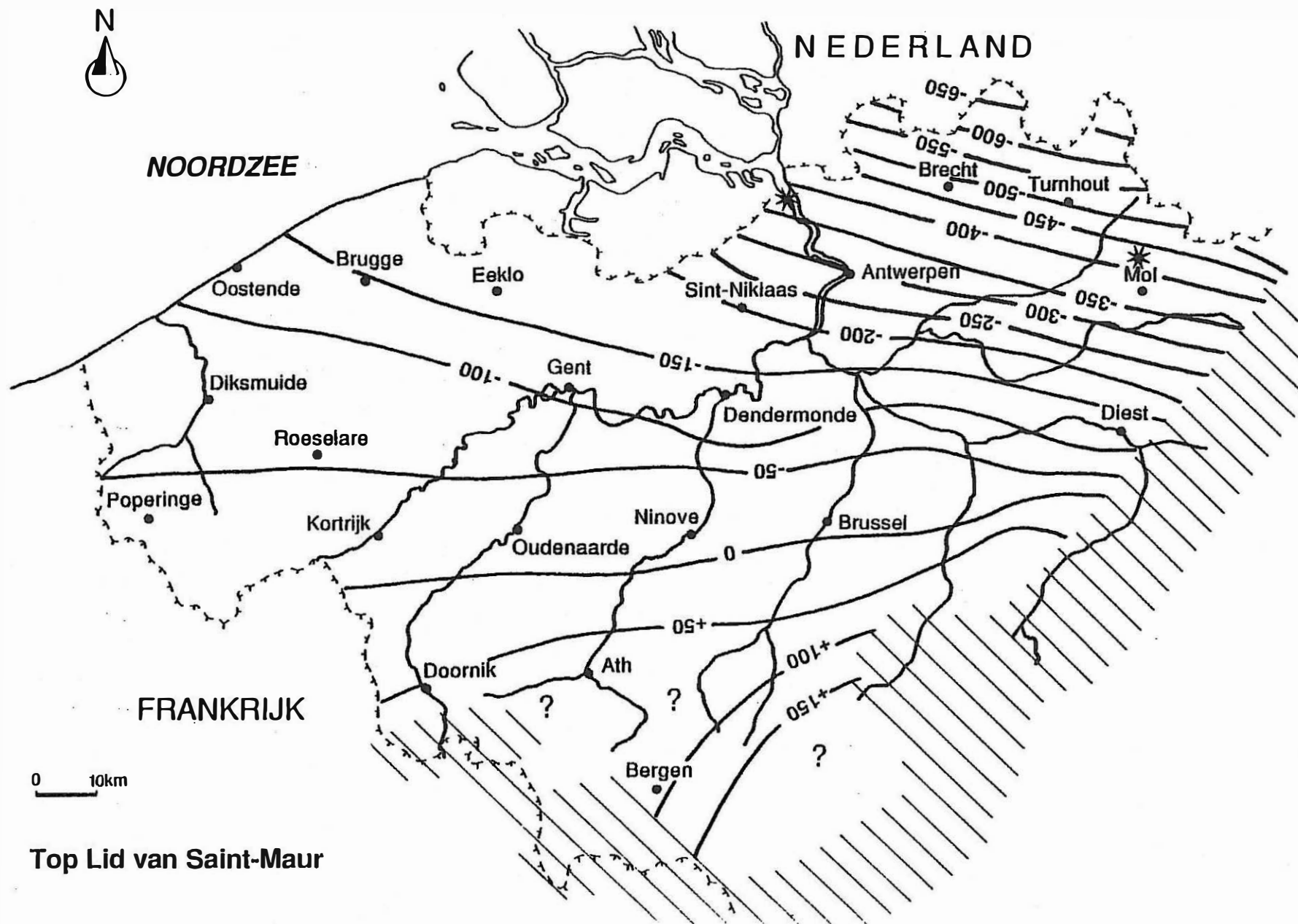


Fig. 3.6 - Isohypsens van de top van het Lid van Saint-Maur

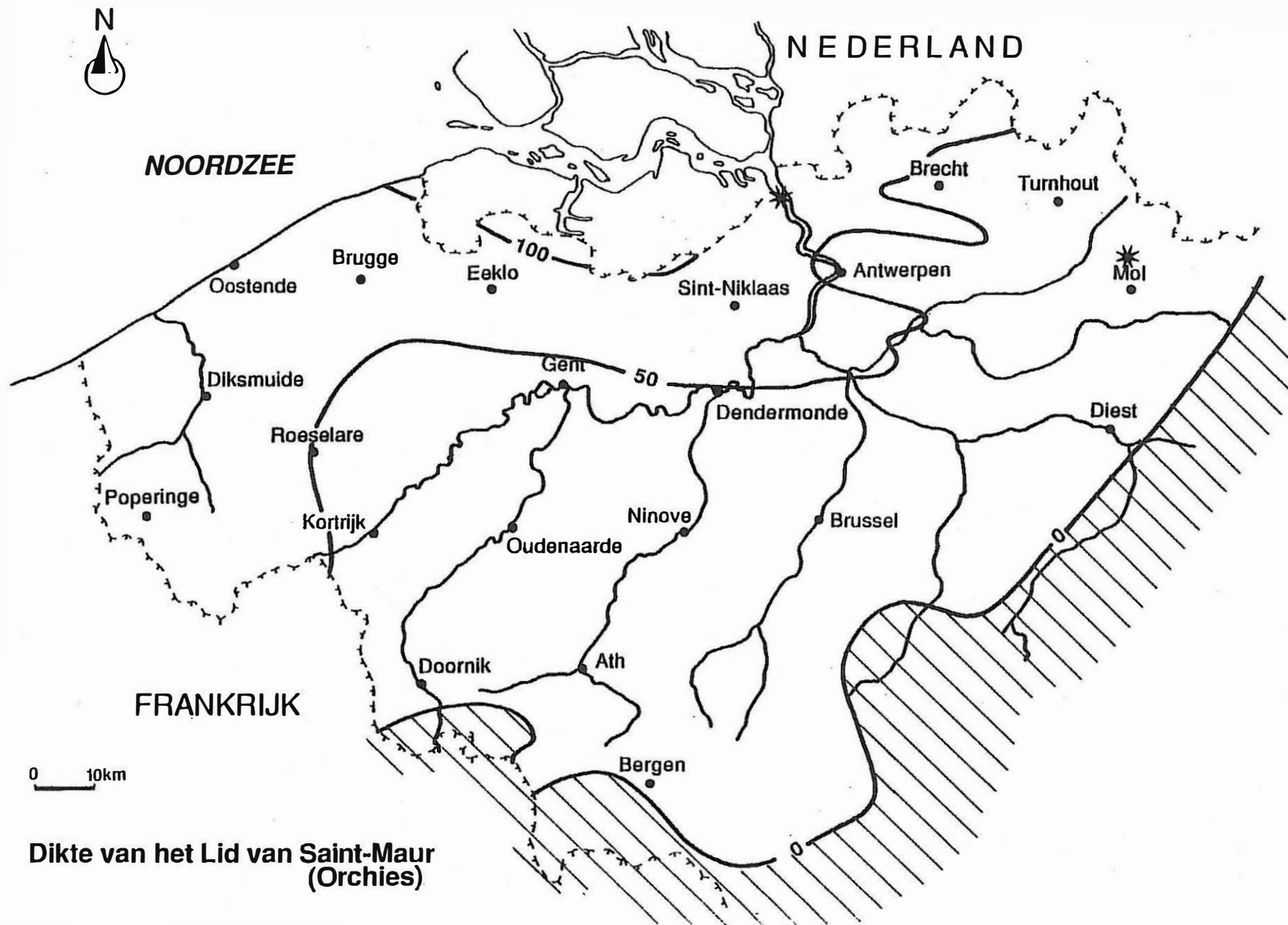


Fig. 3.7 - Isopachen van het Lid van Saint-Maur

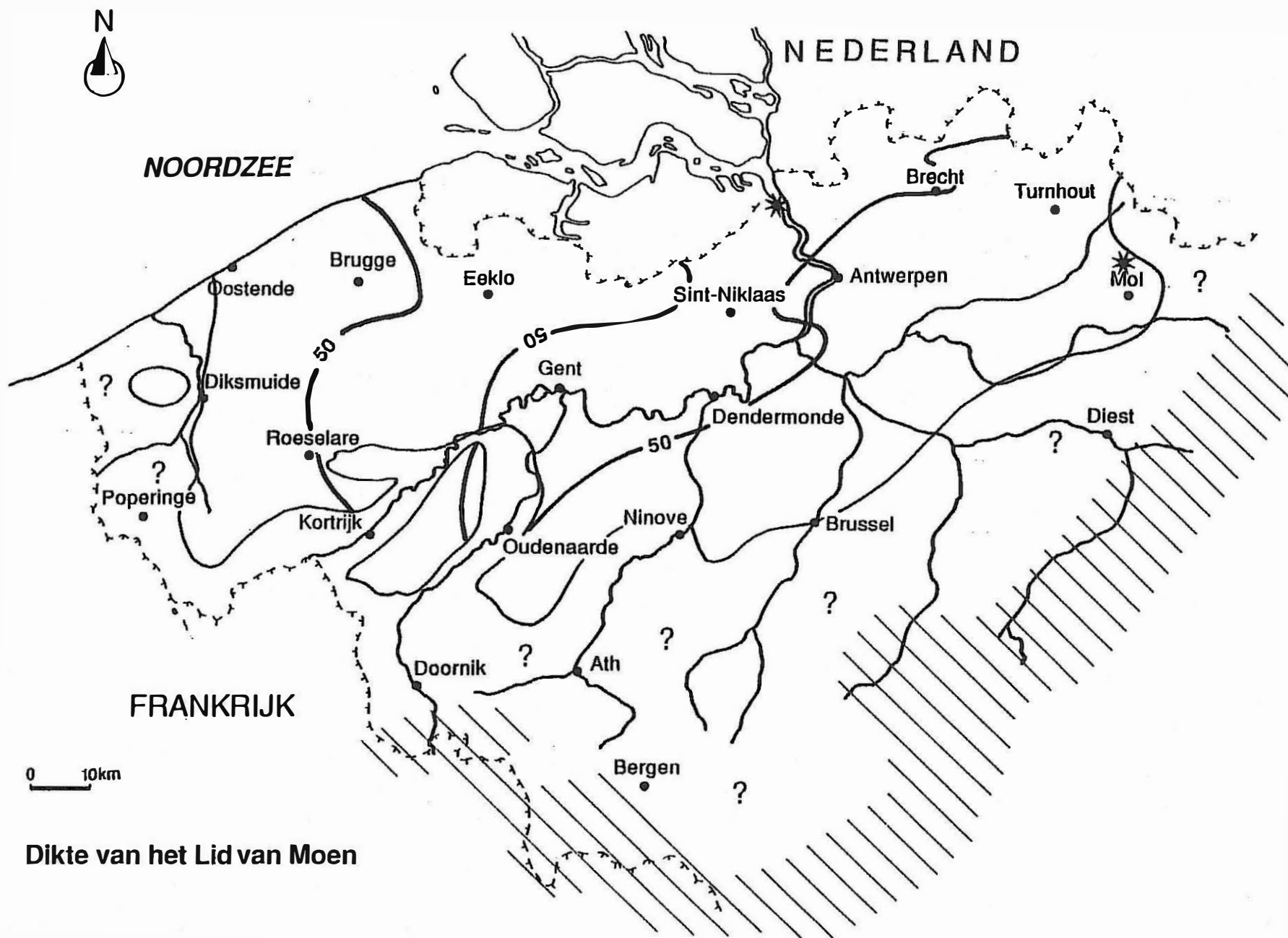
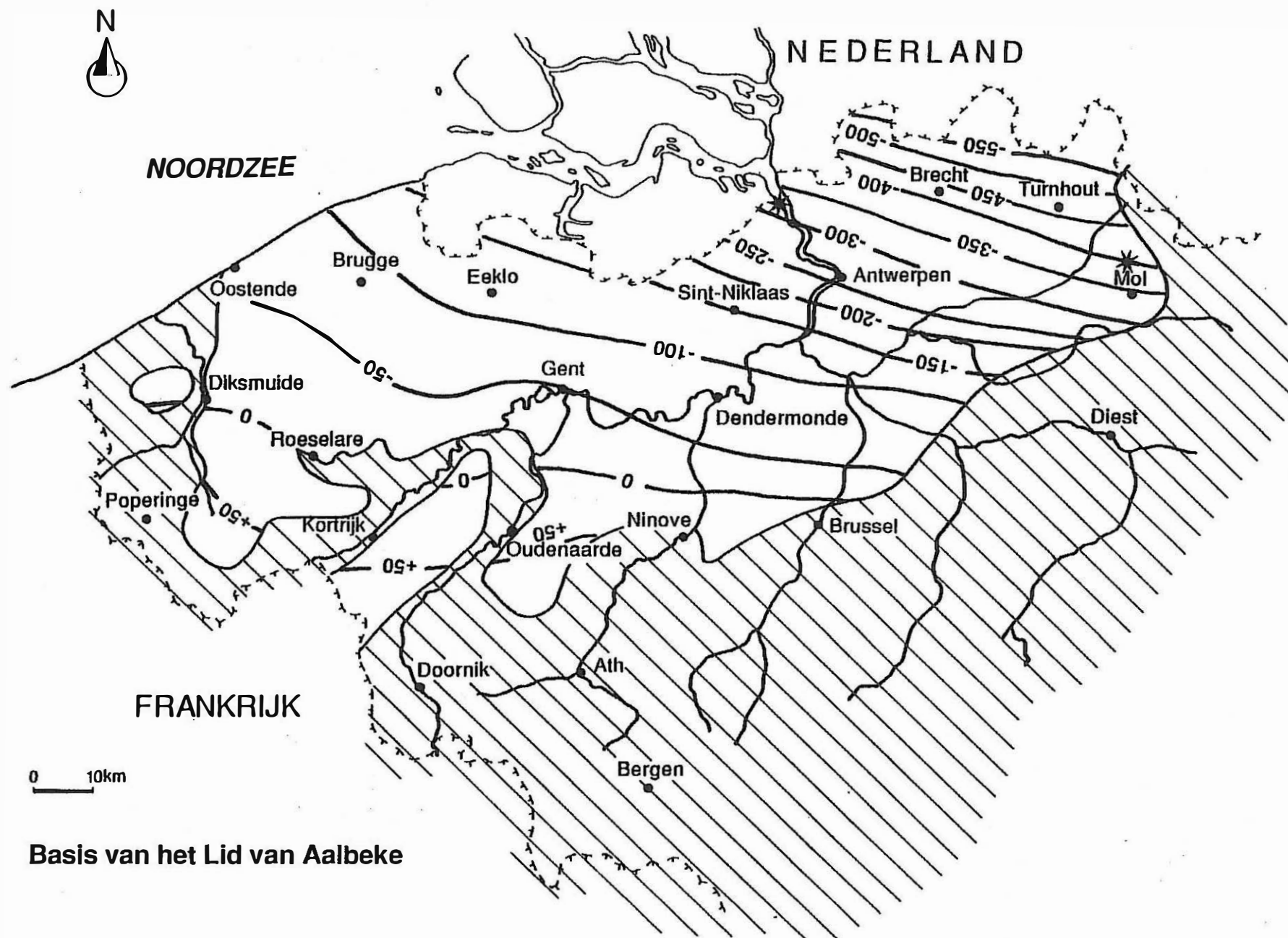


Fig. 3.8 - Isopachen van het Lid van Moen



Basis van het Lid van Aalbeke

Fig 3.9 - Isohypsen van de basis van het Lid van Aalbeke

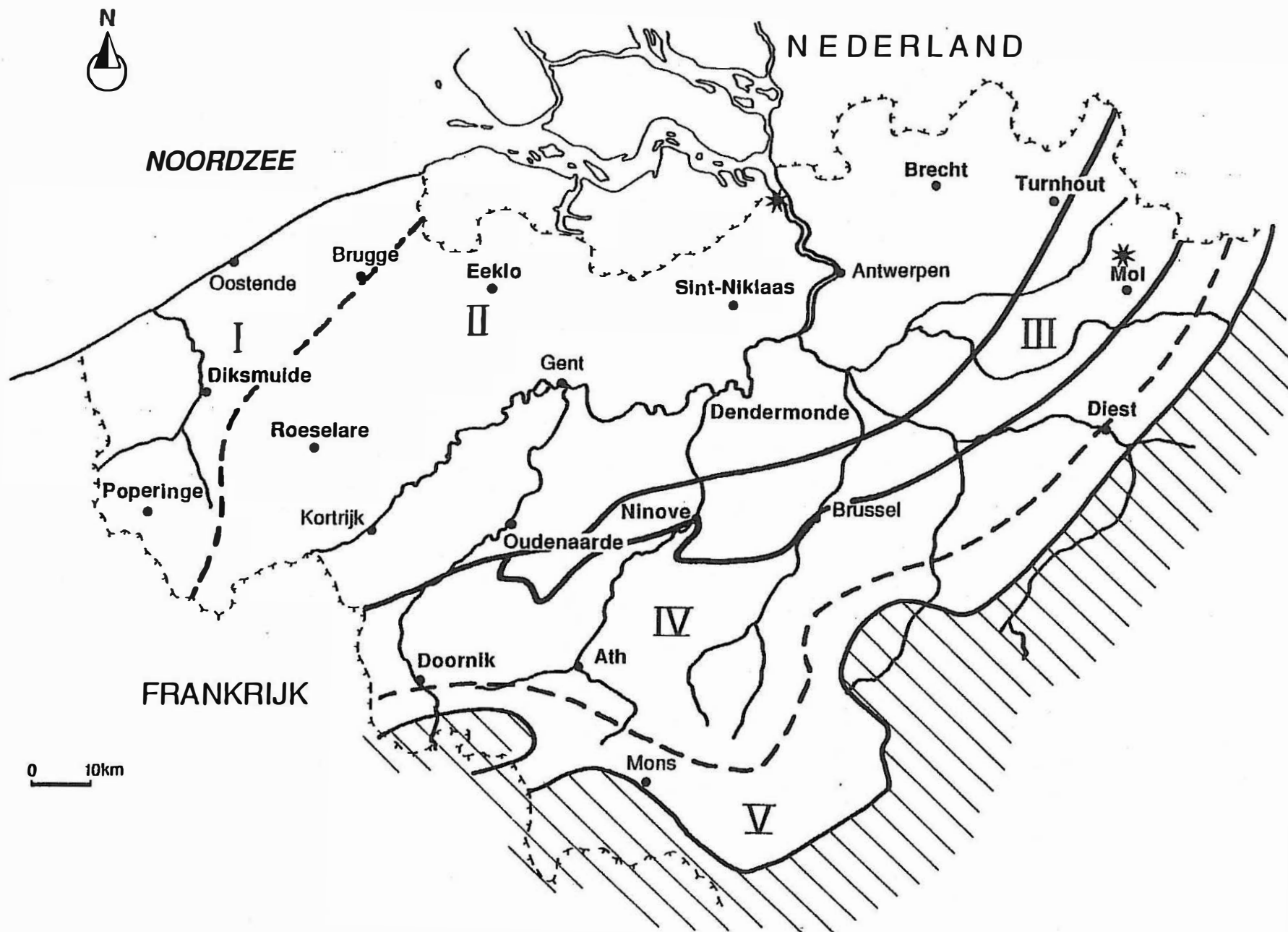


Fig. 3.10 - Zoning Formatie van Kortrijk

- In **GEBIED II**, ten oosten van de lijn Nieuwkerke-Diksmuide-Brugge, is het verschil tussen de leden duidelijk. Onderaan vormt de klei van het Lid van Saint-Maur een homogene kleilaag. Daarboven komt de meer heterogene klei van het Lid van Moen, met siltige en naar het oosten toe zandige laagjes, voor. De klei van het Lid van Aalbeke vormt bovenaan een homogene kleilaag.

- In **GEBIED III**, ten zuidoosten van de lijn Turnhout-Aalst-Avelgem vormt het Lid van Saint-Maur nog steeds een homogene kleilaag. Het Lid van Moen is hier echter uitgesproken zandig, zodat men hier nog bezwaarlijk van klei van het Lid van Moen kan spreken. In de literatuur is deze eenheid ter plaatse bekend als Zand van Mons-en-Pévèle. Bovenaan vindt men nog steeds de homogene klei van het Lid van Aalbeke, doch deze wordt steeds dunner naar het zuidoosten.

- In **GEBIED IV**, ten zuidoosten van de lijn Balen-Brussel-Ronse-Doornik treft men de homogene kleilaag van het Lid van Saint-Maur aan, met daarbovenop het Zand van Mons-en-Pévèle (lateraal zandig equivalent van de klei van het Lid van Moen). Het Lid van Aalbeke is hier echter niet afgezet.

- In **GEBIED V**, aan de randen van het afzettingsbekken, (de juiste grens kon niet bepaald worden) komt enkel nog het Lid van Saint-Maur als een dunne kleiige laag voor.

Volledigheidshalve kan men ook het Zand van Godarville, het Zand van Peissant en de Argiliet van Morlanwelz vermelden; deze zijn gekend in de streek tussen Bergen en Charleroi en zijn laterale equivalenten van het Lid van Moen (Zand van Mons-en-Pévèle).

Hierbij dient opgemerkt dat in het gebied waar de Formatie van Kortrijk dagzoomt onder de kwartaire afzettingen er grote delen van de Formatie kunnen ontbreken (sterk plaatsgebonden). Hiermee werd in het bestek van deze studie weinig rekening gehouden gezien dit gebied voor het gestelde probleem niet interessant is.

3.2.1.3. Besluit

Rekening houdend met de factoren die de geschiktheid van een geologische laag voor de berging van radioactief afval bepalen (vastgelegd in de Europese catalogus van de geologische formaties die gunstige kenmerken voor de berging van het vaste afval met een activiteit en/of een lange halveringstijd vertonen), kan men aan de hand van de lithologische eigenschappen bepalen of de Formatie van Kortrijk kan gebruikt worden voor berging van hoogradioactief afval. Het sediment of gesteente dient een zo laag mogelijke doorlatendheid en een zo hoog mogelijke homogeniteit te bezitten. Volgens de geometrische factoren die de geschiktheid van een laag voor de berging van hoogradioactief afval bepalen, dient de dikte van de klei minimaal 100 m en de diepte in België minimaal 200 m te zijn. Bovendien dienen de lagen horizontaal of subhorizontaal te verlopen, wat voor de Formatie van Kortrijk, met een gemiddelde helling van 0.5 %, zeker het geval is. De factoren diepte en dikte kunnen afgeleid worden van de figuren.

- *Gebied I*

Uit voorgaande blijkt dat de sedimenten van de Formatie van Kortrijk in gebied I lithologisch voor berging geschikt zijn. De formatie vormt er in zijn geheel een zeer homogene kleilaag, waarin het onderscheid tussen de leden niet duidelijk te bepalen is (zelfs het bovenliggende Lid van Kortemark is lithologisch niet duidelijk te onderscheiden). Wanneer men de dikte van de Formatie van Kortrijk toetst aan de minimale dikte dan is berging in gebied I ten noorden en ten oosten van Brugge mogelijk. De minimale diepte van de top van de formatie wordt echter nergens bereikt.

Wanneer men het onderste meest kleiige gedeelte afzonderlijk beschouwd, komt men tot volgende interessante vaststelling. Te Knokke, nabij de Nederlandse grens wordt dit meest kleiige gedeelte meer dan 100 m dik; bovendien benadert of overschrijdt de top van dit meest kleiige gedeelte hier de grens van 200 m onder het maaiveld.

- *Gebied II*

De lithologische geschiktheid van de Formatie van Kortrijk in gebied II zal afnemen van west naar oost en wordt bepaald door het middenste Lid van Moen dat een tendens van korrelgroottoename vertoont naar het oosten toe. Waar de lithologische grens tussen geschikt en ongeschikt voor het gestelde probleem ligt, is moeilijk te bepalen. Ten noorden van de lijn Torhout-Deinze-Zottegem-Dendermonde-Mechelen voldoet de formatie aan de voorwaarde voor minimale dikte. Enkel in een smalle W-E-gerichte strook tussen Kallo en Lille (Kempen) kan de dikte iets minder dan 100 m bedragen (ca. 97 m te Kallo).

Wanneer men de onderste homogene kleilaag (Lid van Saint-Maur) hier apart beschouwd, komt men tot volgende interessante vaststelling. Ten noorden van de grens Sint-Laureins-Assenede-Stekene-De Klinge wordt deze laag wellicht 100 m dik en benadert of overschrijdt de top van deze kleilaag wellicht de grens van 200 m onder het maaiveld.

- *Gebieden III, IV, V*

Ter hoogte van deze gebieden kan berging in de Formatie van Kortrijk uitgesloten worden. De lithologie van het middenste lid is hier uitgesproken zandig (Zand van Mons-en-Pévèle). Daar waar het middenste lid niet meer voorkomt, voldoet de dikte van de Formatie van Kortrijk niet aan de gestelde eisen.

Op basis van deze vaststellingen worden op figuur 3.11 de gebieden aangeduid die weerhouden kunnen worden voor het gestelde probleem. Het is echter aangewezen het studiegebied voor verder onderzoek ruimer te nemen ten behoeve van het maken van interpolaties.

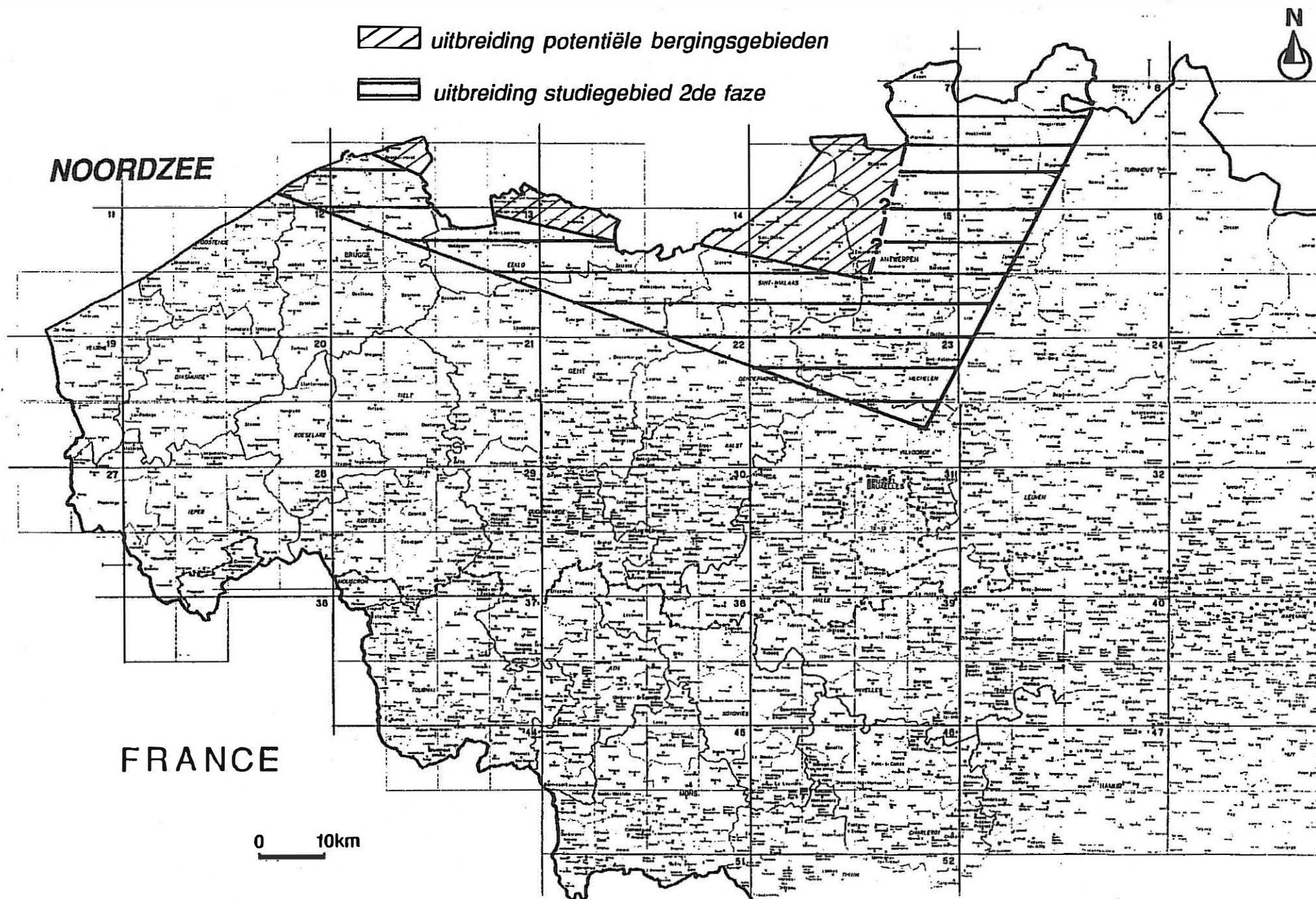


Fig. 3.11 - Uitbreiding van de potentiële bergingsgebieden in de Formatie van Kortrijk en uitbreiding van het studiegebied voor fase 2

3.2.2. Formatie van Tielt

De Formatie van Tielt is van mariene oorsprong en kan worden ingedeeld in twee leden : het Lid van Kortemark en het Lid van Egem.

- Silt van het Lid van Kortemark

Deze mariene eenheid bestaat onderaan uit een compacte kleiige fijne tot zeer fijne silt met soms dikke kleilenzen. Ze gaat naar boven toe over in een zeer fijnzandige grove silt, met zandige intercalaties.

Het lid komt voor ten noorden van de lijn Ieper-Kortrijk-Ninove-Mechelen-Overpelt. De isohypsen van de top van deze afzetting zijn voorgesteld op figuur 3.12.

- Zand van het Lid van Egem

Deze mariene eenheid bestaat uit een glimmer- en glauconiethoudend zeer fijn zand met dunne kleilaagjes. Kalksteenbankjes en fossielhoudende lagen kunnen erin voorkomen.

Het lid komt voor ten noorden van de lijn Kortemark-Kruishoutem-Oudenaarde-Mechelen-Overpelt.

- Besluit

In de voor diepe berging geschikte gebieden wordt de Formatie van Kortrijk bedekt door het siltige Lid van Kortemark dat als bijkomende barrière kan optreden. Hierbovenop ligt dan het zandige Lid van Egem dat de eerste doorlatende laag boven het potentiële gastgesteente vormt.

3.2.3. Formatie van Gent

De Formatie van Gent is een essentieel mariene eenheid die bestaat uit zandig-kleiige sedimenten.

3.3. Coupes

In figuren 3.13 en 3.14 worden de stratigrafische doorsneden (tot op de Sokkel) voorgesteld. Figuur 3.13 is een coupe van het westen naar het oosten van het land, figuur 3.14 van het noorden naar het zuiden. De ligging van de coupelijnen is voorgesteld op figuur 3.15.

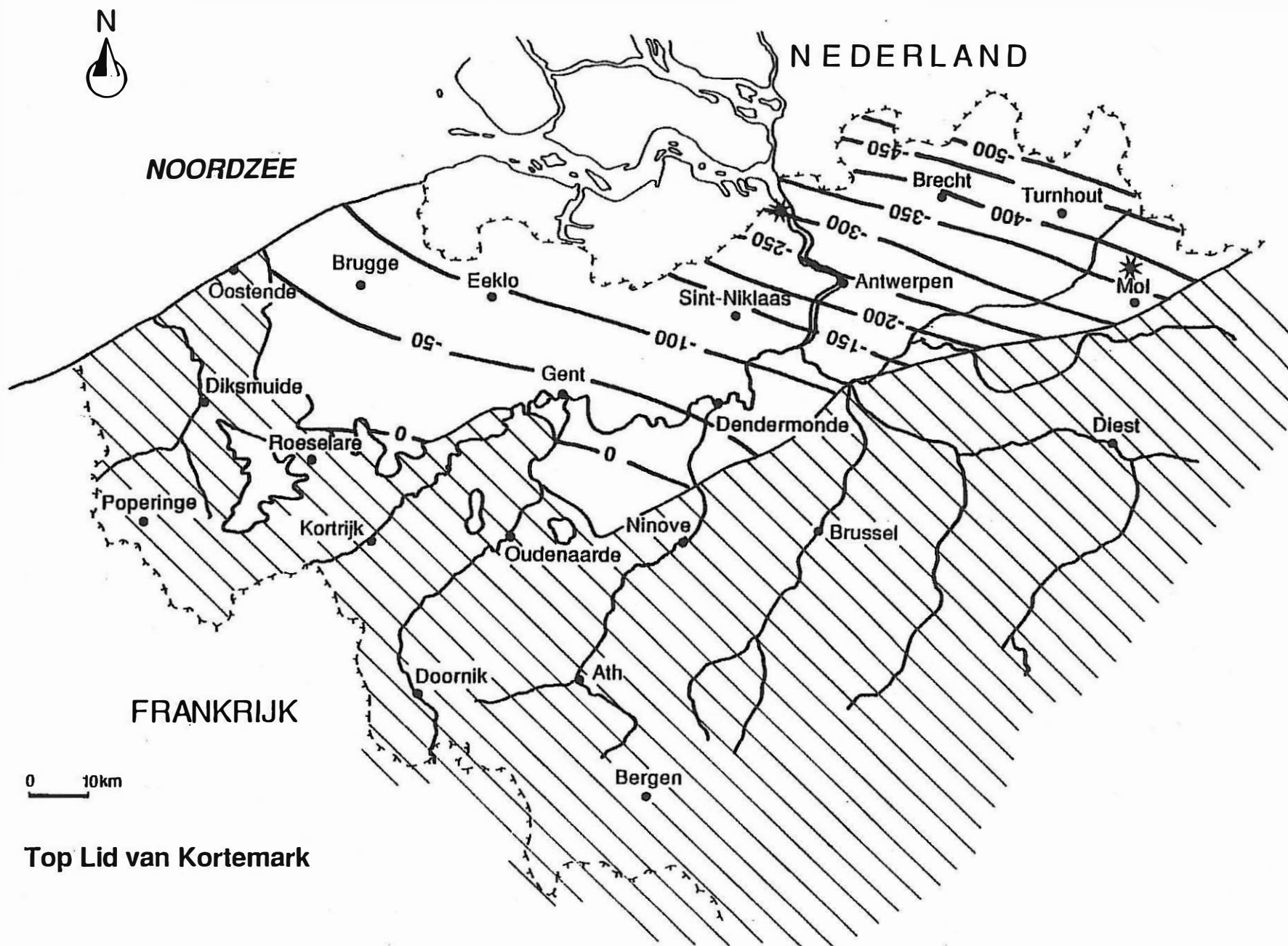


Fig. 3.12 - Isohypsens van de top van het Lid van Kortemark

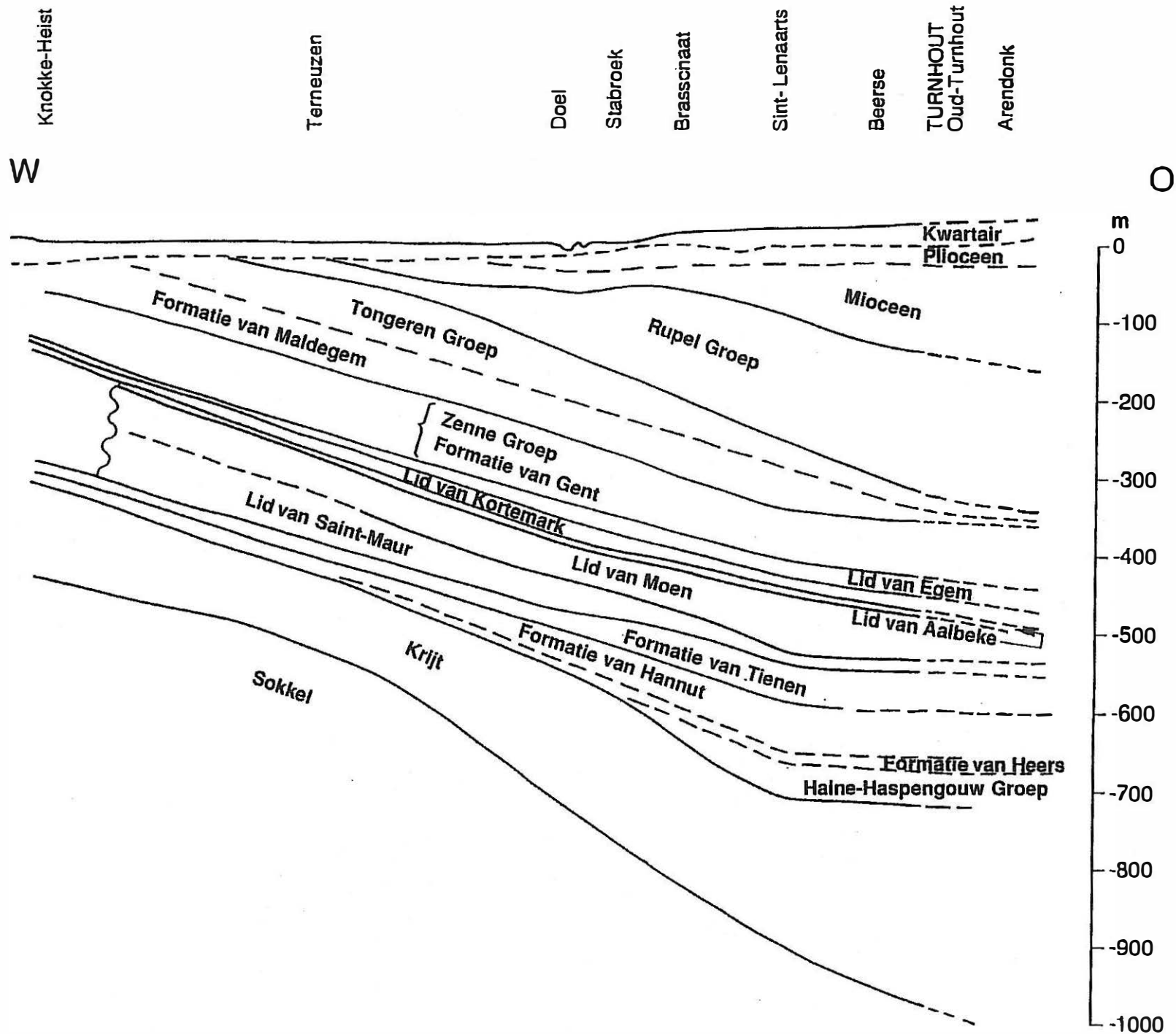


Fig. 3.13 - Coupe 1 - stratigrafische doorsnede van het westen tot het oosten van het land

Fig. 3.13 - Coupe 1 - stratigrafische doorsnede van het westen tot het oosten van het land

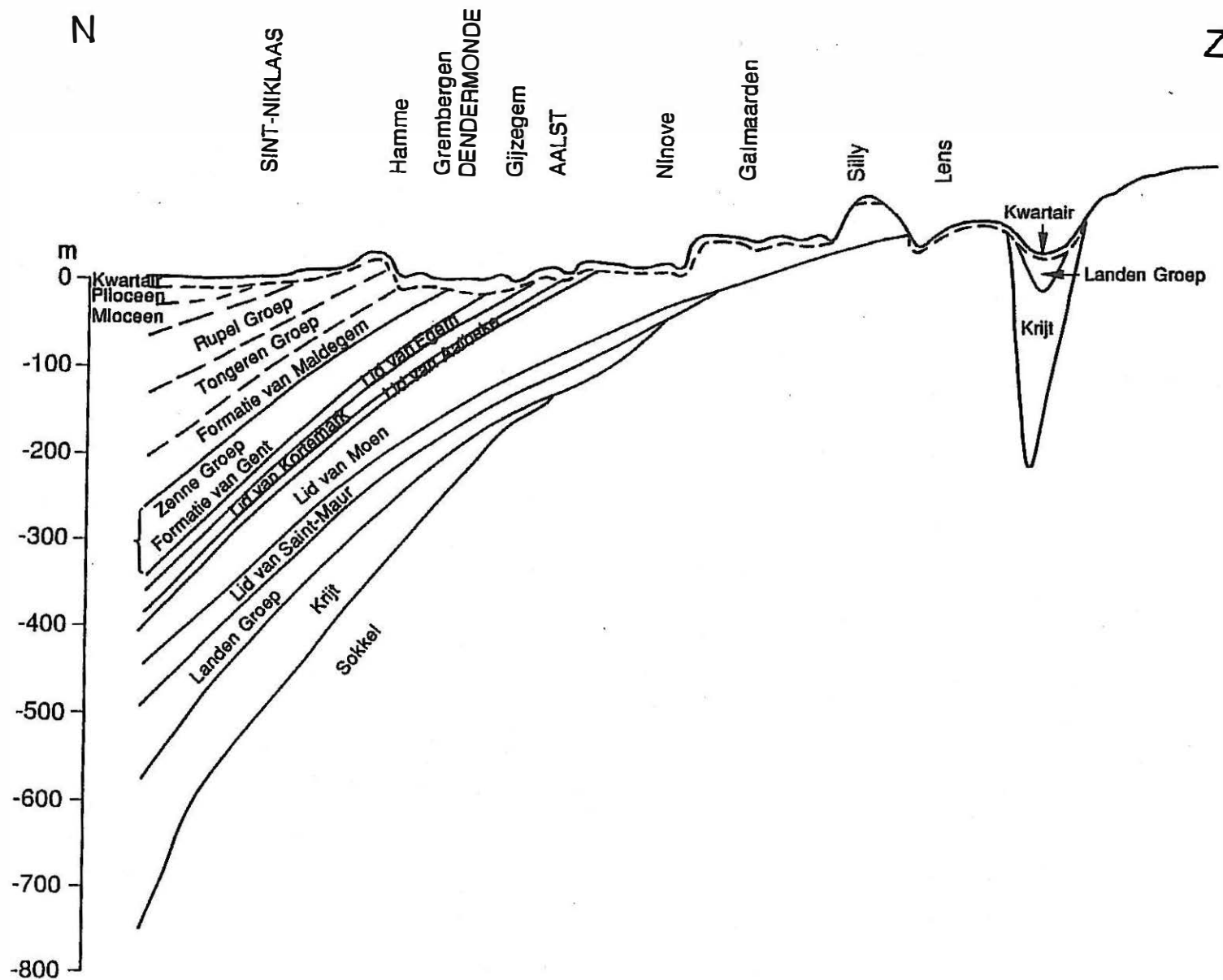


Fig. 3.14 - Coupe 2 - stratigrafische doorsnede van het noorden tot het zuiden van het land

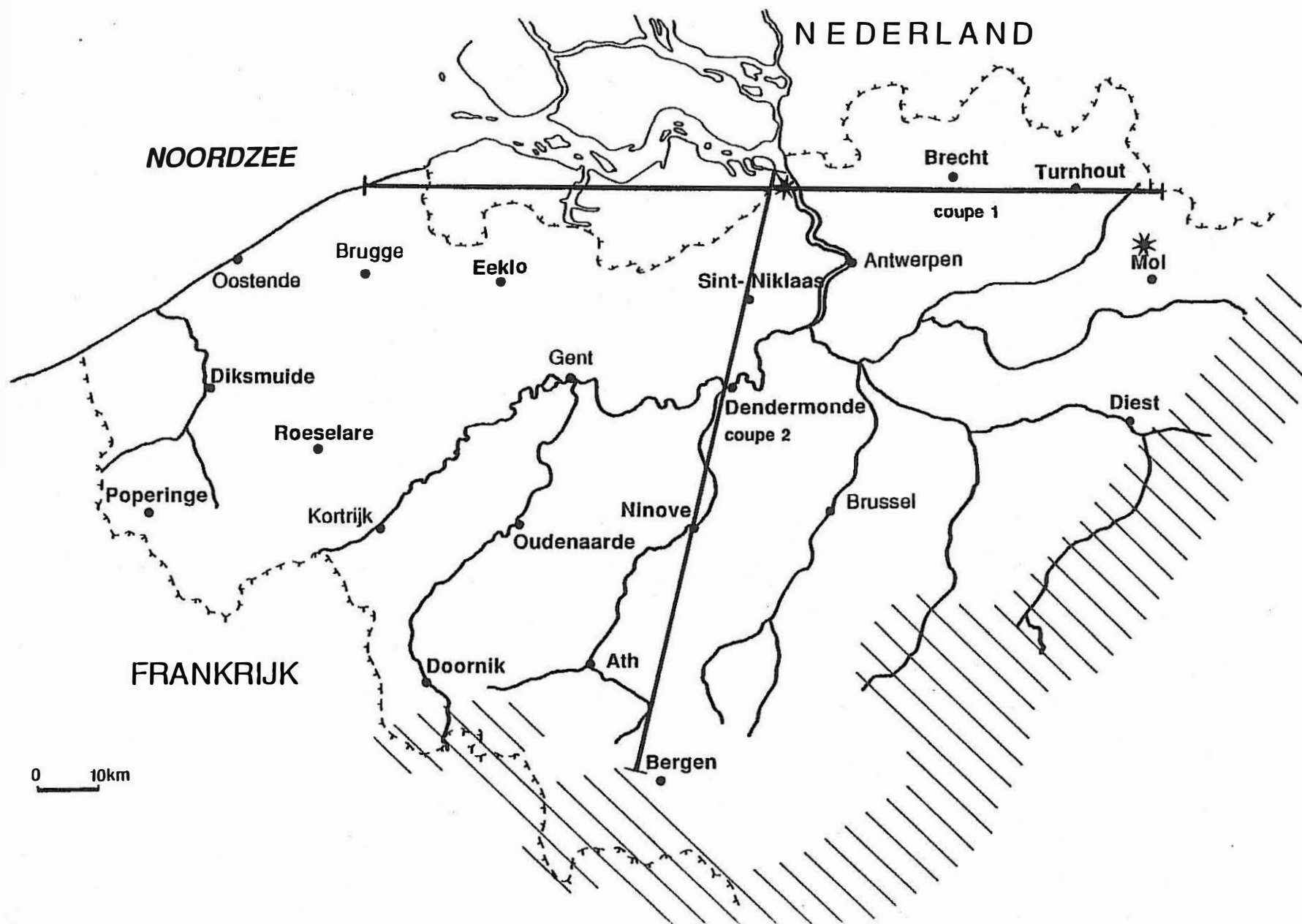


Fig. 3.15 - Ligging van de stratigrafische doorsneden

4. SEDIMENTOLOGIE

De korrelgrootteverdeling is een zeer belangrijke faktor die mee de doorlatendheid van het sediment, een belangrijke criterium voor de geschiktheid van een geologische laag voor berging van hoogradioactief afval, bepaalt. Voor sedimentaire gesteenten ligt de korrelgrootte het best in de grootte-orde van klei.

In het bestek van de eerste faze van dit onderzoek wordt enkel de Formatie van Kortrijk en het Lid van Kortemark van de Formatie van Tielt voor de gebieden I, II en III van de Formatie van Kortrijk (3.2.2.1) in beschouwing genomen. In figuur 4.1 en figuur 4.2. is de korrelgrootteverdeling van de Formatie van Kortrijk in verschillende boringen weergegeven.

4.1. Gebied I

Als referentie voor Zone I wordt een boring te Knokke (GEETS, 1988) beschouwd (Fig. 4.1).

De Formatie van Kortrijk en het Lid van Kortemark van de Formatie van Tielt bestaan hier uit een 145 m dik pakket overwegend ongedifferentieerde klei.

Onderaan treft men een kleiige, zeer fijnzandige grove silt aan (Lid van Mont-Héribu).

Daarop ligt een 106 m dik zeer homogeen pakket van zeer fijsiltige klei, met enkele weinig belangrijke intercalaties van grofsiltige klei of kleiige, zeer fijne silt.

Hierbovenop ligt er een 14 m dik pakket kleiige, zeer fijne tot fijne silt, vermengd met zeer fijsiltige klei.

De toplaag bestaat uit een 21 m dik zeer homogeen pakket fijsiltige klei.

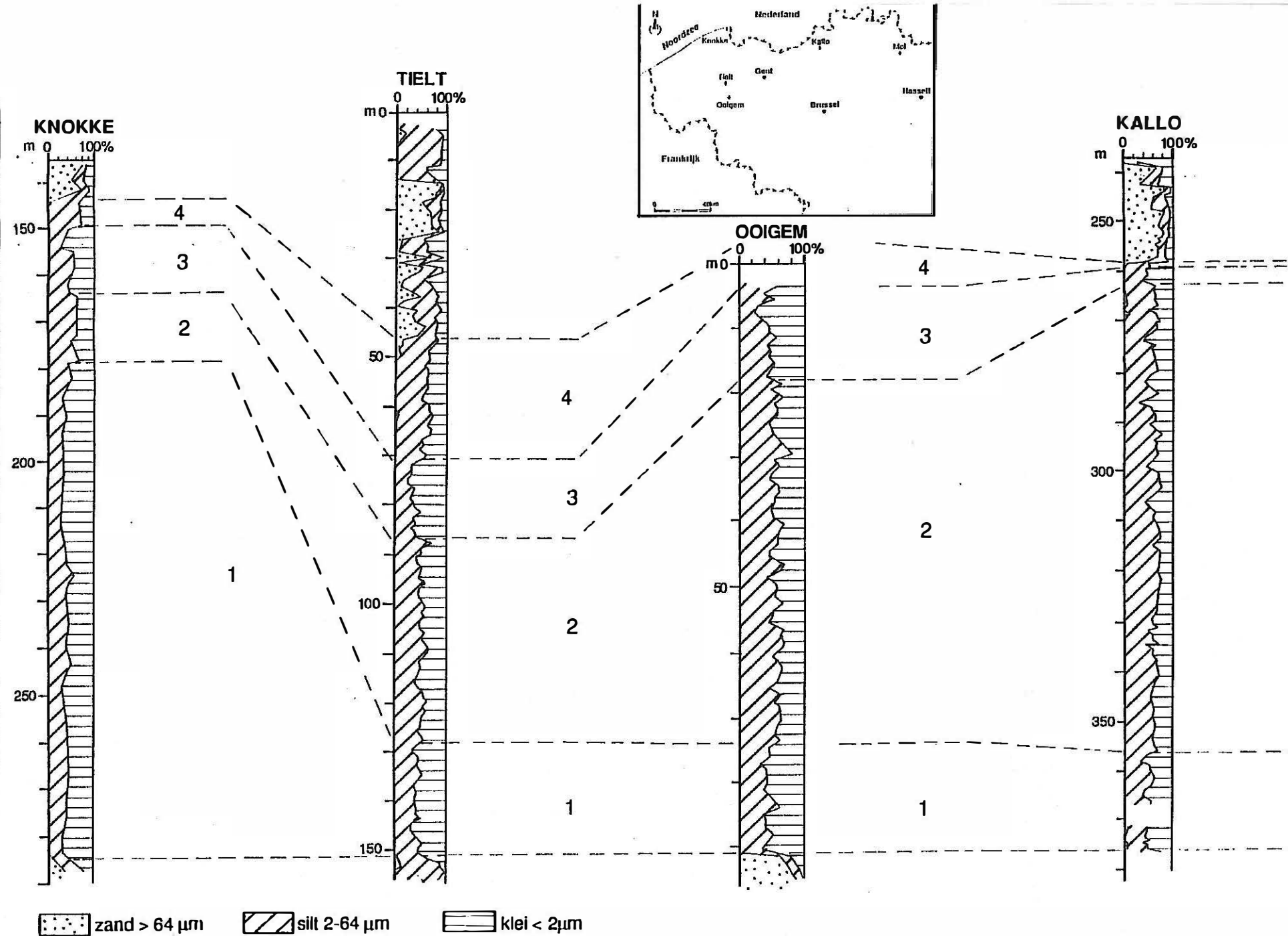


Fig. 4.1 - Correlatie van de korrelgroottes voor de boringen Knokke, Tielt, Ooigem en Kallo (naar GEETS, 1988)

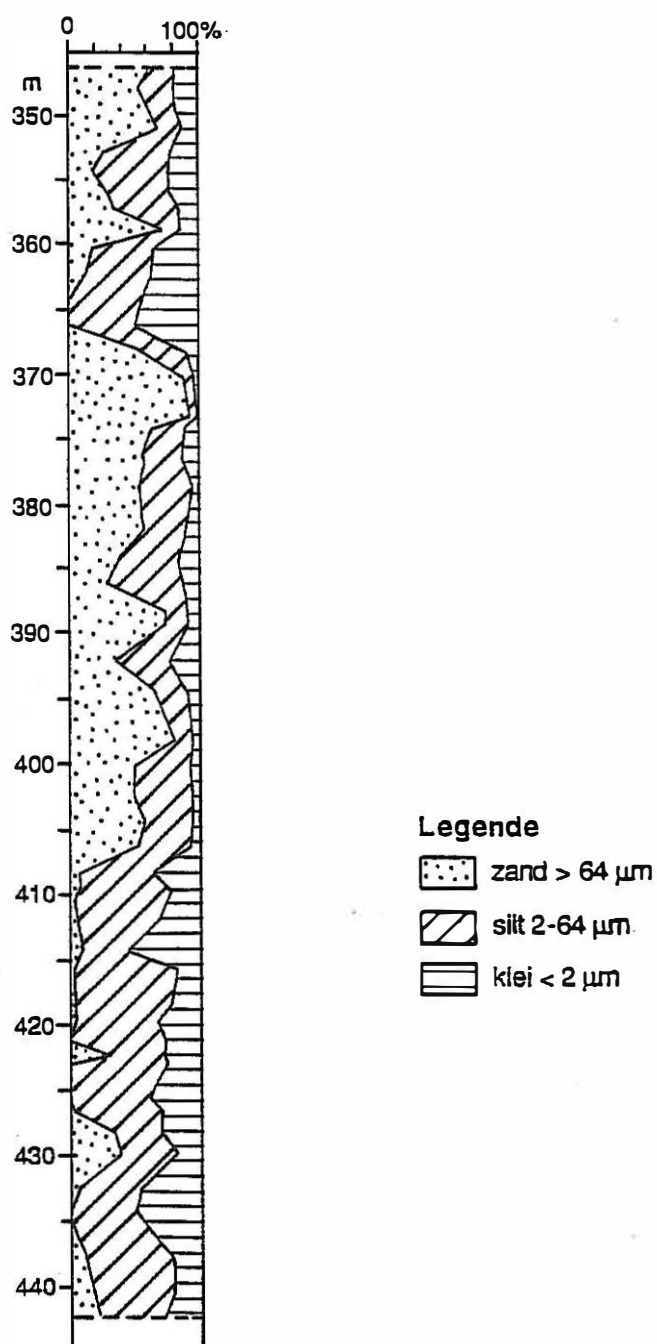


Fig. 4.2 - Korrelgrootteverdeling van de Ieper Groep in de boring Mol
(naar GEETS, 1988)

4.2. Gebied II

Voor Zone II werden twee referentieboringen beschouwd, één in het westen (Tielt) en één in het oosten (Kallo) (Fig. 4.1).

4.2.1. Boring Tielt

4.2.1.1. Formatie van Kortrijk

De Formatie van Kortrijk bestaat hier uit een 85 m dik pakket waarin men vier leden kan onderscheiden.

1° Lid van Mont-Héribu

Het Lid van Mont-Héribu bestaat hier uit een 4 m dik pakket zeer fijnzandige grove silt tot grofsiltig fijn zand.

2° Lid van Saint-Maur

Het Lid van Saint-Maur bestaat hier uit een 24 m dik zeer homogeen pakket zeer fijsiltige klei, met enkele weinig belangrijke intercalaties van grofsiltige klei of kleiige zeer fijne silt.

3° Lid van Moen

Het Lid van Moen omvat een 41 m dik pakket van kleiige fijne tot zeer fijne silt.

4° Lid van Aalbeke

Het Lid van Aalbeke bestaat uit een 16 m dik pakket homogene zeer fijsiltige klei.

4.2.1.2. Formatie van Tielt-Lid van Kortemark

Het Lid van Kortemark bestaat uit een 25 m dik pakket heterogene afzettingen. Het gaat van basis naar top over van kleiige grove silt naar zeer fijnzandige grove silt, met een geleidelijke toename van de zandfractie.

4.2.2. Boring Kallo

4.2.2.1. Formatie van Kortrijk

De Formatie van Kortrijk bestaat uit een 97 m dik pakket waarin men ook hier vier leden kan onderscheiden.

1° Lid van Mont-Héribu

Het Lid van Mont-Héribu is hier gereduceerd tot 1 m. Het bestaat uit een kleiig, grof- of fjnsiltig, fijn of zeer fijn zand.

2° Lid van Saint-Maur

Het Lid van Saint-Maur bestaat uit een 43 m dik pakket vrij homogene afzettingen. Onderaan heeft men een 20 m dikke laag zeer fjnsiltige klei, met enkele intercalaties van grofsiltige klei of kleiige, zeer fijne silt. Daarboven ligt 23 m kleiige middelmatige silt.

3° Lid van Moen

Het Lid van Moen bestaat uit een 45 m dik pakket heterogene afzettingen. Men kan ook hier een vergroving van het faciës naar boven toe opmerken, gaande van een kleiige, middelmatige silt onderaan tot een kleiige grove silt bovenaan.

4° Lid van Aalbeke

Het Lid van Aalbeke bestaat uit een 6 m dikke homogene afzetting van zeer fjnsiltige klei.

4.2.2.2. Formatie van Tielt-Lid van Kortemark

Het Lid van Kortemark van de Formatie van Tielt bestaat uit een 23 m dik pakket heterogene afzettingen. Het zijn onderaan een kleiige grove silt, met zandige intercalaties en bovenaan een zeer fjnzandige grove silt. De zandfractie neemt toe naar boven.

4.3. Gebied III

De boring Mol (Fig. 4.2) wordt als referentie gebruikt voor deze zone.

4.3.1. Formatie van Kortrijk

De Formatie van Kortrijk is hier 84 m dik en kan in drie leden onderverdeeld worden.

1° Lid van Saint-Maur

Het Lid van Saint-Maur is een 36 m dik pakket van grotendeels kleiige grove silt, met belangrijke intercalaties van kleiige zeer fijnzandige grove silt.

2° Lid van Moen

Het faciës dat aangetroffen wordt in Mol is beter bekend onder de naam Zand van Mons-en-Pévèle. Het bestaat hier uit een 38 m dik pakket zeer fijn- of grofsiltig zeer fijn zand, met enkele dunne intercalaties van zeer fijnzandige grove silt of grofsiltige klei.

3° Lid van Aalbeke

Het Lid van Aalbeke is een 10 m dik pakket kleiige grove silt.

4.3.2. Formatie van Tielt-Lid van Kortemark

Het Lid van Kortemark van de Formatie van Tielt bestaat uit een 9 m dik pakket grofsiltig zeer fijn zand.

4.4. Afzettingmilieu

Voor de besproken lagen kan men het volgende afzettingmilieu schetsen (GEETS, 1988).

- Het Lid van Mont-Héribu werd in heel het bekken in een rustige kustomgeving afgezet. Bepaalde kenmerken wijzen op afzetting in de overgangszone tussen het continentaal plat en de kustzone; afwisseling van zand- en sliklaminae suggereren enige getijde-invloed.
- Voor de gebieden I en II kan men de afzettingen van de Formatie van Kortrijk en het Lid van Kortemark sedimentologisch in vier zones indelen.

Zone 1 vertegenwoordigt het faciës van een slik shelf. Het is 106 m dik te Knokke. De dikte vermindert naar het oosten toe : 24 m te Tielt en 20 m te Kallo.

Zone 2 vertegenwoordigt sedimenten van de top van een slik shelf, afgezet tijdens een korte regressieperiode. De dikte vermeerderd naar het oosten toe : 15 m in Knokke, 41 m in Tielt en 94 m in Kallo. Zandige intercalaties aan de rand van gebied II wijzen samen met grove glauconiethoudende lagen op stormperioden.

Zone 3 getuigt van de herinstallatie van de slik shelfsedimentatie. Deze transgressieve periode was echter niet zo uitgebreid als de eerste, aangezien men naar het oosten toe geen

sporen van deze afzettingen meer vindt.

Zone 4 geeft de geleidelijke overgang naar een kustsedimentatie aan.

- In gebied III heeft er waarschijnlijk gedurende gans de Ieperiaanperiode kustsedimentatie opgetreden.

4.5. Vergelijking met de Formatie van Boom

In Vlaanderen komen twee kleilagen, waarvan de geschiktheid voor de berging van hoogradioactief afval wordt onderzocht, voor. In dit opzicht is het interessant de lithologische gegevens van beide formaties te vergelijken. De tweede kleilaag, reeds aan uitgebreid onderzoek onderworpen, is de Formatie van Boom.

Deze Formatie van Boom is een grijze siltige klei of kleiige silt die door rhythmische veranderingen in siltgehalte, plantaardig organisch materiaal en carbonaten zeer typisch geband is. Deze dunne banden komen voor in een welbepaalde verticale volgorde, die constant blijft doorheen het ontsluitingsgebied (VANDENBERGHE, 1978).

Granulometrisch kan men de Formatie van Boom als een afwisseling van kleiige silt en siltige klei beschouwen. De grof-fijn variatie is meestal te wijten aan siltbijmenging, soms aan zandbijmenging. De basis vertoont zandbijmenging en valt onder de categorie van zandig silt (VANDENBERGHE, 1974).

De formatie wordt onderverdeeld in drie leden. Het onderste meer siltige Lid van Belsele-Waas begint met een grint en wordt gekenmerkt door het voorkomen van twee zeer dikke siltige banden aan de basis. Het Lid van Terhagen omvat het middenste gedeelte van de Formatie van Boom. Het bestaat uit een bleek-grijze klei en is het minst silteuse pakket van de Formatie van Boom. Het bovenste Lid van Putte onderscheidt zich van het Lid van Terhagen door een hoger aantal siltige horizonten en zijn donkere kleur (VANDENBERGHE, 1978).

De microstratigrafische sequentie van de Formatie van Boom in zijn typestreek, de omgeving van de Rupel, is gegeven in figuur 4.3 (WOUTERS & VANDENBERGHE, 1994). Deze sequentie werd naast de schematische lithostratigrafische beschrijving van de Formatie van Kortrijk te Tielt en Kallo (gebied II) (GULINCK, 1967) geplaatst.

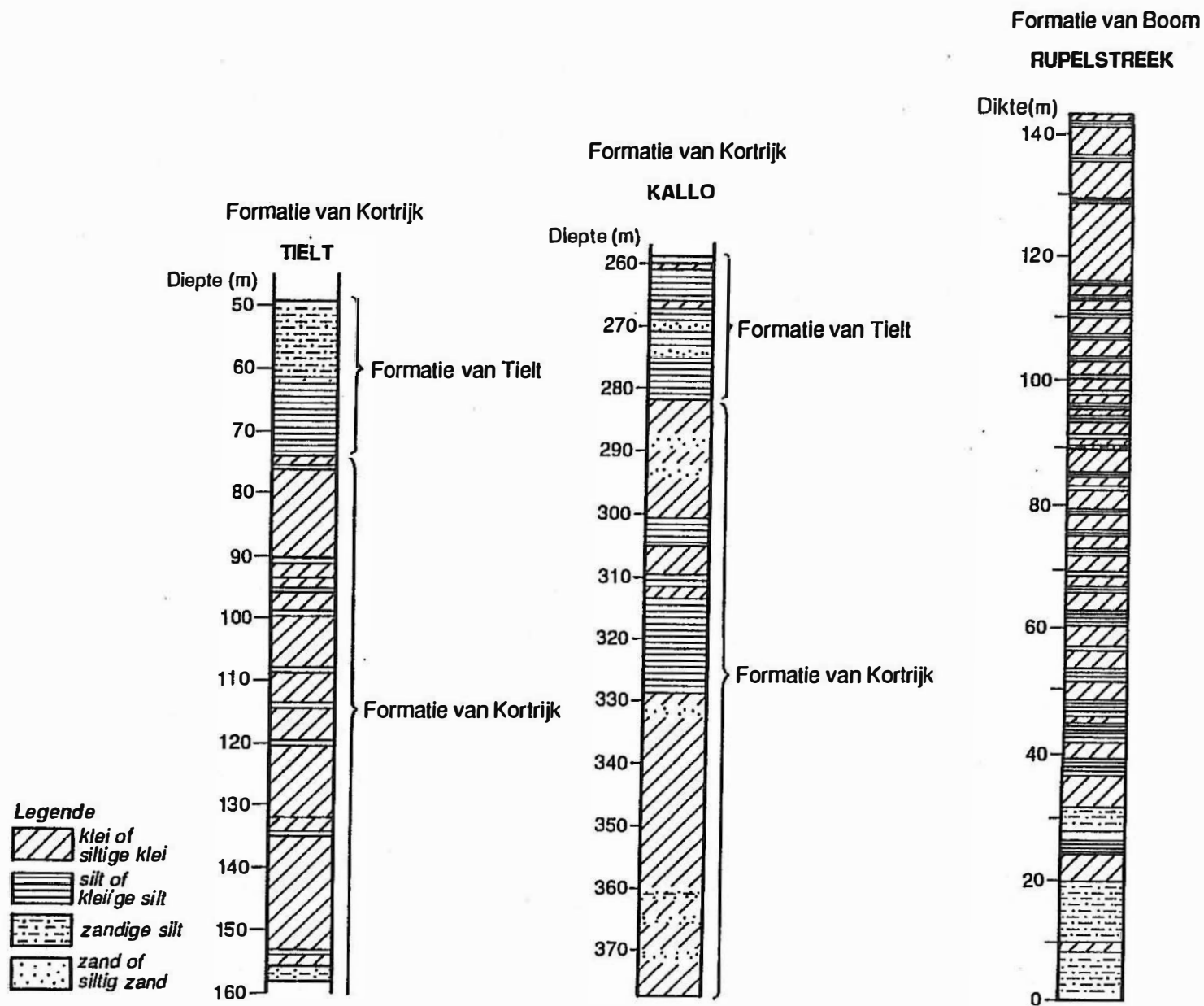


Fig. 4.3 - Vergelijking tussen de Formatie van Kortrijk en de Formatie van Boom

Volgende feiten kunnen worden opgemerkt.

- 1) De dikte van de Formatie van Kortrijk te Tielt en Kallo kan vergeleken worden met deze van de Formatie van Boom in Mol (ongeveer 100 m).
- 2) Zowel de Formatie van Boom als de Formatie van Kortrijk bezitten een zandige siltige basis die voor de berging van hoogradioactief afval niet in aanmerking komt.
- 3) Beide Formaties worden gekenmerkt door het voorkomen van kleiige siltlaagjes. De siltlagen van het Lid van Moen zijn, vooral te Kallo, veel dikker dan deze in de Formatie van Boom. Anderzijds bevatten de Leden van Saint-Maur en Aalbeke veel minder siltlaagjes dan de Formatie van Boom.
- 4) De granulometrische samenstellingen van beide formaties werden in het verleden onderzocht. Voor de Formatie van Kortrijk gebeurde dit door GEETS (1988) en voor de Formatie van Boom door VANDENBERGHE (1974).

De sedimenten van het Lid van Saint-Maur bezitten een kleigehalte dat schommelt tussen 50 en 75 %. De zandfractie ontbreekt meestal, behalve in het onderste deel van dit lid in Kallo, waar ze ook nooit 5 % overtreft. Het kleigehalte van het Lid van Moen bedraagt gewoonlijk minder dan 50 %; een zandfractie komt in sommige gevallen voor, maar haalt gewoonlijk niet meer dan 10 %. In enkele uitzonderingen kan dit tot 20 % oplopen. Het kleigehalte van het Lid van Aalbeke schommelt bijna steeds tussen 50 en 75 %. Een zandfractie is bijna steeds afwezig, in de weinige gevallen waar ze wel voorkomt bedraagt ze nauwelijks 5 %.

In het typegebied van de Formatie van Boom - de Rupelstreek - schommelt het kleigehalte van het Lid van Putte tussen 35 en 65 %. Vooral de siltlaagjes bevatten een aandeel van de zandfractie (voor een groote deel minder dan 5 %, maar ook oplopend tot 10 en zelfs tot meer dan 20 %). Het kleigehalte van de Leden van Terhagen en Belsele-Waas schommelt tussen 30 en 60 %, maar is in de meeste gevallen kleiner dan 50 %. Het sediment bevat ook enige zandfractie, bijna altijd minder dan 5 %.

4.6. Besluit

Uit de hiervoor genoemde sedimentologische kenmerken van de Formatie van Kortrijk, blijkt dat ze in dit opzicht, vooral in het westen van Noord-België, voor de berging van hoogradioactief afval in aanmerking kan komen. In de formatie komen enkele meer siltige intercalaties voor, die belangrijker worden naar het oosten toe. De toename van het zand-aandeel naar het oosten en het zuiden van het land toe, maakt dat de Formatie van Kortrijk in die landsdelen niet voor berging geschikt is. Reeds eerder werd vermeld dat de oostelijke grens van het gebied dat wel voor berging geschikt is, nog niet kon bepaald worden.

5. MINERALOGIE

5.1. Kleimineralogie

5.1.1. Inleiding

De mineralen in de kleien van de Formatie van Kortrijk zijn meestal afkomstig van de continentale randen. In de omgeving van het Belgisch bekken liggen volgende paleozoïsche massieven, die als leveranciers van de mineralen optraden : het Ardennen-Rijnland Massief in het zuidoosten, het Armoricaans Massief in het zuidwesten en Cornwall in het westen.

De kleimineralogie werd bestudeerd door MERCHIER-CASTIAUX & DUPUIS (1988). De kleifractie is detritisch en omvat de volgende mineralen : chloriet, illiet, onregelmatige geïnterstratificeerde mineralen ($10-14_s$) - (14_c-14_s), smectieten, kaolinit en fibreuze mineralen (sepioliet). Er worden hoge percentages van de primaire mineralen teruggevonden (gemiddeld 30 tot 40 %, tot maximum 50 %). Algemeen kan men stellen dat de primaire mineralen en kaolinit van de bodem naar de top schijnen af te nemen ten voordele van smectieten. De geïnterstratificeerde mineralen zijn enkel aanwezig in spoorhoeveelheden. Fibreuze mineralen komen voor in het oosten van het bekken en in de zandige klei van het Lid van Mont-Héribu.

Diagenese van de mineralen schijnt na de afzetting van weinig of geen belang te zijn geweest. Wellicht is dit gelegen aan de relatief geringe dikte van de tertiaire afzettingen in het bekken, gecombineerd met gematigde tektonische spanningen en een kleine geothermische gradiënt. Door de circulatie van zuur grondwater is er wel diagenese in de zandige formaties opgetreden. Er bestaan ook aanwijzingen voor vroege diagenese van biologische kiezel (aanwezigheid van opaal-CT en zeoliet). Ook herkristallisatieverschijnselen van smectieten werden waargenomen

5.1.2. Zonering

In de referentiesectie (Fig. 5.1) te Knokke (gebied I) kan men duidelijk drie zones afbakenen. Ze worden gekarakteriseerd door een vermindering van het gehalte aan primaire mineralen en kaolinit.

- In zone I vertoont de kleimineralogische samenstelling sterke overeenkomst met deze in de paleocene sedimenten. Aan de top en de basis van de zone is het gehalte van de primaire mineralen en van kaolinit het grootst.
- Zone II wordt gekenmerkt door een afname van het gehalte aan primaire mineralen en kaolinit ten voordele van smectieten.
- Zone III wordt gekenmerkt door een laag gehalte aan primaire mineralen; er is geen kaolinit. Het smectietgehalte is hoog.

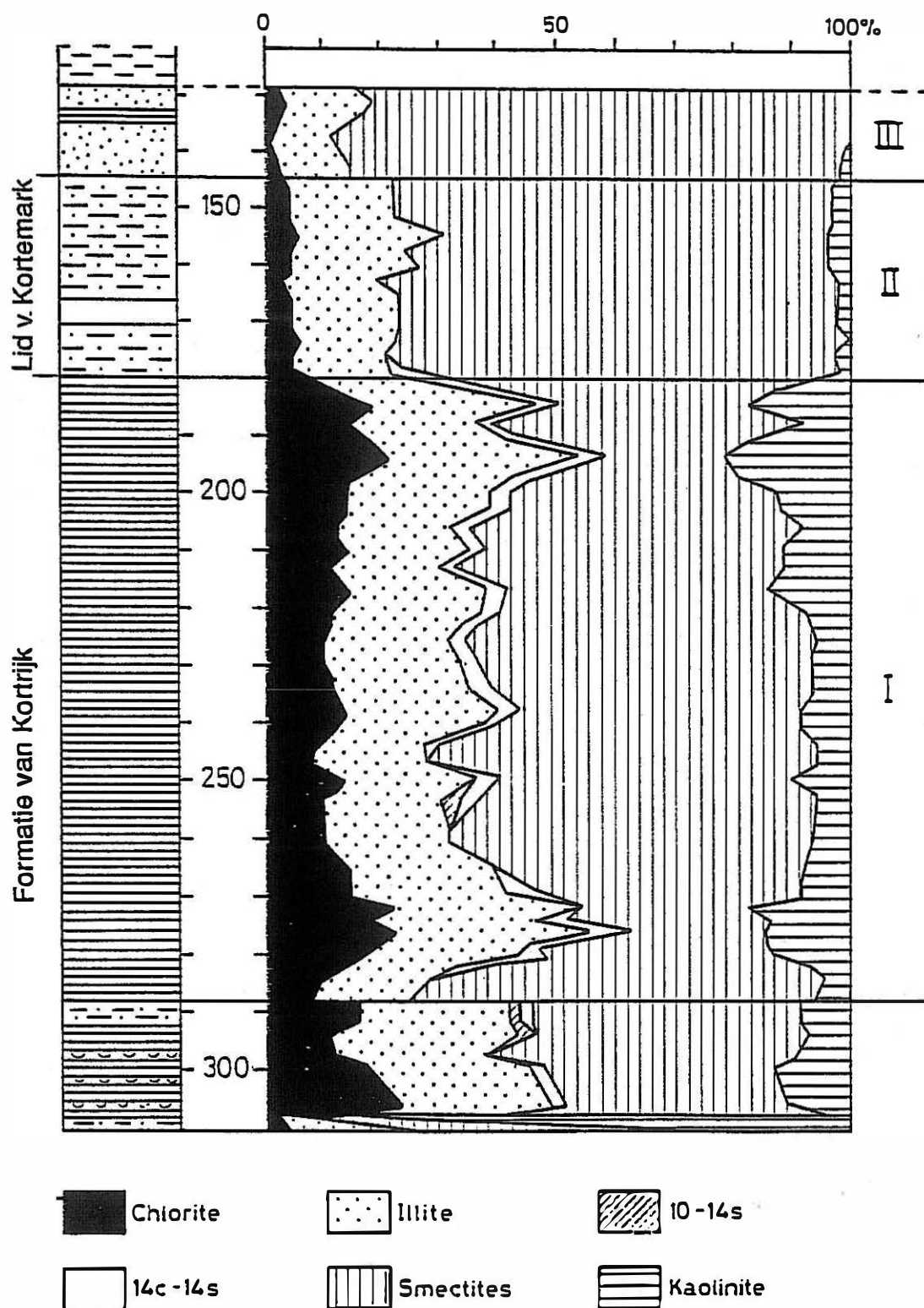


Fig. 5.1 - Kleimineralenverdeling in de referentiesectie Knokke
(MERCHIER-CASTIAUX & DUPUIS, 1986)

Te Kallo (referentiesectie gebied II) stelt men een gelijkaardige mineralenverdeling vast. De zonering is hier wel minder uitgesproken. In Mol (referentiesectie gebied III) kan men zone III niet onderscheiden; in zone II komen vezelige mineralen voor. Algemeen kan men stellen dat het gehalte aan primaire mineralen en kaolinit naar het oosten toe afneemt en dat er indezelfde richting vezelige mineralen in zone II verschijnen. Het meest constante en meest opvallende verschijnsel is de toename van het kaolinitgehalte en het gehalte aan primaire mineralen aan de basis van zone I (basis Formatie van Kortrijk). De correlatie van de kleimineralogie van de Ieper Groep tussen de verschillende gebieden wordt gegeven in figuur 5.2.

Zone I komt overeen met de Formatie van Kortrijk te Knokke; te Kallo komt ze overeen met het onderste Lid van Saint-Maur van de Formatie van Kortrijk. Zone II komt te Knokke overeen met het Lid van Kortemark en zone III met het Lid van Egem en de Formatie van Gent.

De kleimineralenassociaties en de samenstelling van de smectieten (die in heel de sequentie en soms in zeer belangrijke mate voorkomen) in het bijzonder, zijn het gevolg van de in een vochtig en warm klimaat opgetreden erosie van bodems die op tamelijk vlakke delen van een continentrand zijn gevormd. De opvallende stijging van het gehalte aan primaire mineralen en het kaolinit worden in verband gebracht met de eerste en meest belangrijke transgressie van het Ieperiaan in België. Deze eerste transgressie, die overeenkomt met de afzetting van de klei van het Lid van Saint-Maur, schijnt niet constant te zijn verlopen (pieken in de gehalten aan primaire mineralen en kaolinit). Dit kan het gevolg zijn van pulsen van de mariene transgressie of van tektonische instabiliteit. De afname van het gehalte aan primaire mineralen en van kaolinit, die parallel verloopt met het toenemende zandgehalte, kan het gevolg zijn van de stijgende kustnabij stromingsintensiteit.

De toename van het gehalte aan primaire mineralen en kaolinit naar de westelijke zijde van het bekken toe wijst op een mogelijk westelijke afkomst van de mineralen. Het meest waarschijnlijke brongebied hiervoor is Cornwall. De laterale mineralogische veranderingen zijn mogelijk te wijten aan een betere stabiliteit van het Ardennen Massief in vergelijking met meer westelijk gelegen massieven zoals Cornwall. Een verschil in flora kan eveneens een oorzaak zijn.

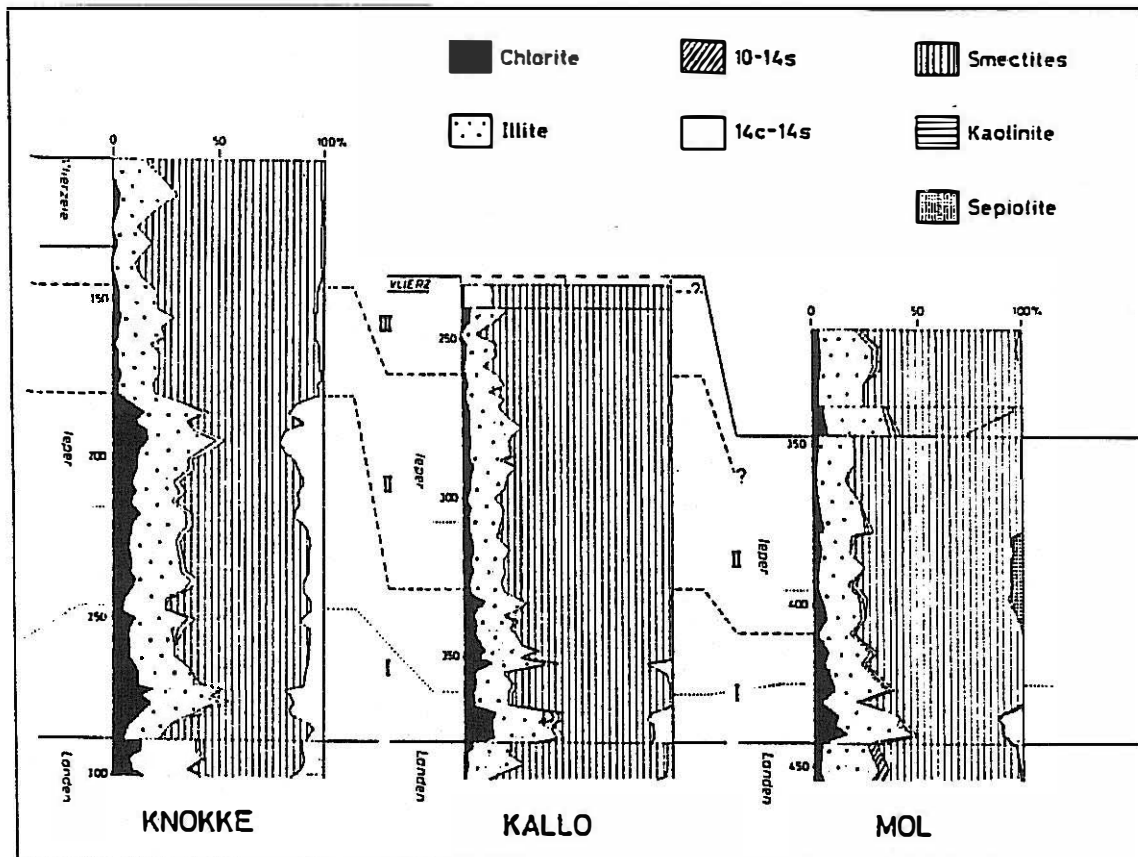


Fig. 5.2 - Correlatie van de kleimineralenverdeling in de boringen Knokke, Kallo en Mol (MERCHIER-CASTAUX & DUPUIS, 1986)

5.2. De zware mineralen.

De gegevens betreffende de zware mineralen berusten telkens op onderzoek van de totale zandfractie. Omdat zowel het Lid van Aalbeke als het Lid van Saint-Maur slechts een zeer kleine hoeveelheid zand bevatten, is het zeer moeilijk om de kleine hoeveelheid zware mineralen ervan te onderzoeken en bestaan er hieromtrent weinig gegevens (GEETS, persoonlijke mededeling).

De zware mineralen werden vooral door GEETS en DE BREUCK (1982) en GEETS (1993) onderzocht. De voornaamste resultaten van deze onderzoeken worden vermeld in tabel 5.1. Het Lid van Mont-Héribu bezit in de boringen van Knokke, Kallo, Mol en Overijse en in de ontsluitingen van Lessines, Quenast en Bierges een ander zware-mineralensamenstelling (Lid van Mont-Héribu (2) in tabel 5.1).

	Lid van Moen	Lid v. Mont-Héribu	Lid v. Mont-Héribu (2)	Noordoostrand	Zand van Peissant
zirkoon	38	47	29	47	32
Ti-mineralen	> 14	16	12	11	12
toermalijn	11	> 9	~ 8	9	21
anatasa	*			~ 3	3
distheen	~ 4	4	5	5	16
andaloesiet		2	*	*	6
sillimaniet		1	*		
stauroliet	3	4	5	5	8
granaat	16	?	> 20	11	**
epidoot	7	5	12	5	**
amfibolen	**				
pyroxenen	**		5		

Tabel 5.1- Zware mineralen samenstelling in de Formatie van Kortrijk. De in de tabel vermelde getallen zijn relatieve percentages. Voor het Lid van Mont-Héribu werden twee verschillende samenstellingen opgemerkt.

Volgende symbolen werden gebruikt :

- ~ = bijna
- * = weinig
- ** = zeer weinig

Volgende trends kunnen worden opgemerkt.

-De Ieper Groep bevat veel ubiquisten, met maxima in het Lid van Mont-Héribu en in het Lid van Pittem. In het algemeen is zirkoon het belangrijkste mineraal in deze groep; zijn gehalte neemt af naar boven toe. Het percentage toermalijn neemt in dezelfde zin toe en is in het Lid van Vlierzele zelfs het belangrijkste mineraal. Rutiel komt in deze afzettingen zeer gelijkmatig voor, terwijl anataas naar de top in belang afneemt.

-De Leden van Aalbeke, Moen en Saint-Maur bevatten het hoogste percentage aan granaat en epidoot. De amfibolen komen alleen in de zandige afzettingen in relatief belangrijke hoeveelheden voor.

-Het gehalte aan parametamorfe mineralen neemt naar boven geleidelijk toe. Stauroliet en distheen komen aan de basis in gelijke mate voor maar het distheengehalte neemt vlugger toe dan dat van stauroliet.

-Voor het Lid van Mont-Héribu kan worden opgemerkt dat er op verschillende plaatsen pyroxenen, vermoedelijk van vulkanische oorsprong, werden gedetermineerd : ze verschijnen in lagen, enkele meter boven het contact met het onderliggende gesteente, en hun percentage vermindert naar de zuidrand van het bekken toe.

6. HYDROGEOLOGIE

6.1. Algemeen

De lagen die boven en onder een voor berging van radioactief afval geschikte geologische formatie voorkomen, dienen bij voorkeur te bestaan uit plastische gesteenten die ondoorlatend zijn voor de circulatie van grondwater. In dit kader dient vermeld dat onmiddellijk boven en onder de Formatie van Kortrijk watervoerende lagen, waarvan het belang regionaal gebonden is, voorkomen. Bovendien dienen de grondwaterstroming, de geschiktheid van het grondwater als drinkwater en de eventueel voorkomende grondwaterwinningen in acht worden genomen. Deze verschillende aspecten worden in het voorliggende hoofdstuk besproken.

In het noorden van België treft men de volgende hydrogeologische bouw aan (Fig. 6.1).

- De holocene polderklei vormt een slecht doorlatende laag, waarvan het belang sterk plaatsafhankelijk is.
- De Formaties van Lillo, Kattendijk en Berchem vormen samen een doorlatende laag.
- De Formatie van Boom is een zeer slecht doorlatende laag.
- De Formaties van Niel en Zelzate vormen samen een doorlatende laag.
- De Formatie van Maldegem is in haar geheel als een zeer slecht doorlatende laag te beschouwen. In deze formatie komen enkele dunne watervoerende laagjes (Lid van Buisputten, Lid van Onderdale en Lid van Wemmel) voor.
- De Formatie van Lede vormt samen met de Formaties van Brussel en het bovenste deel van de Formatie van Gent een doorlatende laag (vroeger Ledo-Paniseliaan genoemd).
- Het Lid van Pittem en het Lid van Merelbeke vormen samen een slecht doorlatende laag.
- Het Lid van Egem is een doorlatende laag.
- Het Lid van Kortemark is een slecht doorlatende laag
- De Formatie van Kortrijk vormt in haar geheel een zeer slecht doorlatende laag.
- De Formatie van Tienen vormt naargelang de plaats een doorlatende laag of een slecht doorlatende laag (meestal doorlatend).

De huidige fase van de studie beperkt zich tot een bespreking van de doorlatende laag gevormd door het Lid van Egem, van de zeer slecht doorlatende laag gevormd door de Formatie van Kortrijk en van het doorlatende gedeelte van de Landen Groep. Tevens wordt, wegens haar belang voor de waterwinning, kort de hydrogeologie van het Ledo-Paniseliaan (Zenne Groep + Formatie van Gent) vermeld.

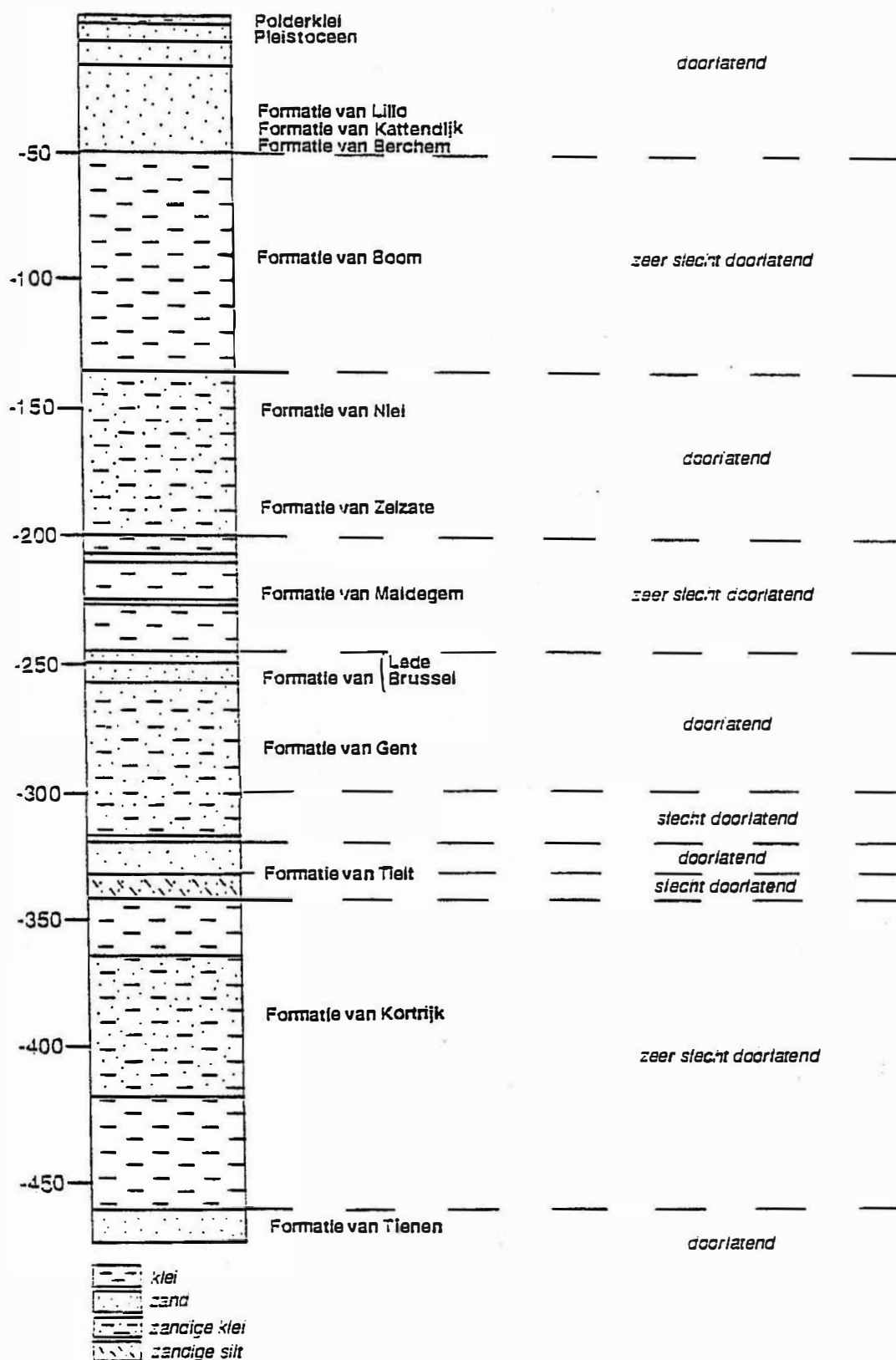


Fig. 6.1 - Hydrogeologische sequentie in het noorden van België

6.2. De Landen Groep

6.2.1. Algemeen

In het zuiden van België vormt het bovenste gedeelte van de Landen Groep (de zandige Formatie van Tienen) de eerste belangrijke watervoerende laag. Veel bedrijven putten er hun water uit. Het onderste gedeelte (Formatie van Hannut) is ter plaatse opgebouwd uit klei en is slecht doorlatend (DE BREUCK et al., 1990).

Volgens de officiële gegevens werd in 1990 in Oost- en West-Vlaanderen 861.008 m³ water uit de afzettingen van de Landen Groep opgepompt. Het vergunde debiet voor 1990 bedroeg 1.435.251 m³. Uit de inventaris van de Landen aanputten in West- en Oost-Vlaanderen (DE BREUCK et al., 1987) bleek dat er in 1986 ca. 1,5 miljoen m³ water uit werd gewonnen. Naar aanleiding van de ijking van een mathematisch model werd vastgesteld dat de opgepompte waterhoeveelheid echter 2,5 miljoen m³ bedroeg (LEBBE et al., 1988).

De variaties in het opgepompte debiet zijn het grootst in West-Vlaanderen waar het debiet in 1989 het zeshoudige van dat in 1988 bedroeg. Dit is niet alleen een gevolg van een toename in de gewonnen hoeveelheid grondwater, maar heeft wellicht ook te maken met een betere melding van de gegevens. Gezien de vergunde debieten voor de beschouwde jaren ongewijzigd zijn gebleven, mag er worden verondersteld dat er geen nieuwe grote grondwaterwinningen zijn bijgekomen (BOLLE & DE BREUCK, 1993).

6.2.2. Doorlatendheid

De hydraulische parameters van de Landen Groep zijn slecht gekend. De voornaamste oorzaak hiervan is dat de geraamde winningsdebieten niet overeenkomen met de waargenomen grondwaterstand (te wijten aan een aantal niet gekende winningen). Bovendien zijn er weinig gegevens over de laag in natuurlijke omstandigheden (LEBBE et al., 1988).

De afgeleide hydraulische parameters uit de door het LTGH uitgevoerde pompproeven in de Landen Groep zijn in dit verslag opgenomen (tabel 6.1). Het gaat om pompproeven te Hoegaarden (LEBBE et al., 1990), Poperinge (LEBBE et al., 1989) en Oostduinkerke (LEBBE et al., 1993). Deze pompproeven werden d.m.v. een invers model geïnterpreteerd.

Te Hoegaarden werd de pompproef uitgevoerd in de doorlatende laag bestaande uit het Lid van Lincent (Formatie van Hannut), die er een freatisch watervoerende laag vormt (enkel in het oosten van België). Te Hoegaarden komt de Ieper Groep niet voor. Het Lid van Lincent wordt er rechtstreeks door het Kwartair bedekt. De horizontale doorlatendheid voor het meest doorlatende gedeelte bedraagt 126,6 m/d. De specifieke elastische berging bedraagt $0,25 \cdot 10^{-4}$.

Hydraulische parameter (eenheid)	Hoegaarden	Poperinge	Oostduinkerke	Ronse
k^h (m/d)	126,6	0,128	0,153	1,17
S'_A (m ⁻¹)	$0,25 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$0,411 \cdot 10^{-5}$	$0,41 \cdot 10^{-4}$
k^v (m/d)		$0,6 \cdot 10^{-3}$	$0,145 \cdot 10^{-3}$	

Tabel. 6.1 - Gegevens afgeleid uit pompproeven uitgevoerd in de Landen Groep. De in het vet gedrukte waarden gelden voor de Formatie van Tienen; de overige voor de Formatie van Hannut.

k^h = horizontale doorlatendheid
 S'_A = specifieke elastische berging
 k^v = verticale doorlatendheid

Te Poperinge bevindt de Landen Groep zich onder de Formatie van Kortrijk, die daar ongeveer 108 m dik is. Ze kan er in een 19 m dik slecht-doorlatend kleipakket onderaan (Formatie van Hannut) en een zandpakket bovenaan (Formatie van Tienen) worden ingedeeld. Te Poperinge onderscheidt men drie doorlatende lagen (de Sokkel, de Formatie van Tienen en het Kwartair), die respectievelijk worden gescheiden door het Krijt samen met de Formatie van Hannut en door de Formatie van Kortrijk. De doorlatendheid van de Formatie van Tienen werd op 0,128 m/d bepaald. De elastische berging van het zand bedraagt $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$. De Formatie van Hannut heeft er een verticale doorlatendheid van $0,6 \cdot 10^{-3} \text{ m/d}$.

Te Oostduinkerke vormt het Kwartair een bovenste freatisch watervoerende laag. Daaronder vindt men de Formatie van Kortrijk (zeer slecht doorlatend), de Formatie van Tienen (artesisch watervoerende laag) en de Formatie van Hannut (slecht doorlatend). Lager vormen de Krijtafzettingen met de daaronder liggende sokkelafzettingen de onderste artesisch watervoerende laag. De horizontale doorlatendheid van de Formatie van Tienen bedraagt 0,153 m/d en de specifieke elastische berging $0,411 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$. De gemiddelde verticale doorlatendheid van de slecht-doorlatende Formatie van Hannut bedraagt $0,145 \cdot 10^{-3} \text{ m/d}$.

In een te Ronse uitgevoerde pompproef in de Landen Groep werd het Lid van Grandglise, behorend tot de Formatie van Hannut aangepompt (GAUS, 1994). De hydraulische doorlatendheid aan de top van het lid bedraagt er 1,17 m/d, de specifieke elastische berging $0,41 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$. De hydraulische weerstand tussen de top van de Landen Groep en het Krijt bedraagt in Ronse slechts 28,9 d, wat impliceert dat beide watervoerende lagen in nauw contact staan. De horizontale doorlatendheid in de basis van het Landenlaan kon te Ronse moeilijk berekend worden. De waarde van 1,11 m/d geeft enkel de grootte-orde van de werkelijke waarde aan.

De bekomen waarde te Ronse voor de horizontale doorlatendheid is groter dan deze bekomen bij de pompproeven te Poperinge en Oostduinkerke. Deze geringere doorlatendheid van de Landen Groep in het NW van Vlaanderen is een gevolg van de meer doorgedreven compactie van de laag door de aanzienlijke dikte van de bedekkende lagen (te Oostduinkerke bereikt de Formatie van Kortrijk een dikte van 108 m ten opzichte van 11 m te Ronse).

Bovendien dient vermeld dat de pompproeven in het noordwesten van het land in de Formatie van Tienen werden uitgevoerd terwijl te Ronse het Lid van Grandglise werd aangepompt. Een zelfde tendens doet zich voor met de elastische berging : de bekomen waarde te Ronse is ongeveer 10 maal groter dan deze te Poperinge en te Oostduinkerke.

Dat de bekomen horizontale doorlatendheid te Ronse veel kleiner is dan deze bekomen te Hoegaarden kan verklaard worden aan de hand van lithologische verschillen. De pompproef werd daar uitgevoerd in het Lid van Lincent, dat bestaat uit kalkzandsteenlagen, terwijl te pompproef te Ronse in het Lid van Grandglise, gevormd door kleihoudend zand, plaatsgreep. Bovendien wordt te Hoegaarden de Landen Groep enkel bedekt door een dunne laag kwartaire afzettingen.

Omdat de Formatie van Kortrijk in Doel boven de Formatie van Tienen is gelegen, zijn de resultaten van de pompproeven uitgevoerd in Oostduinkerke en in Poperinge in dit verband het interessantst.

6.2.3. Voeding

Via mathematische modellering heeft men getracht (LEBBE et al., 1988) een beeld te krijgen van de stijghoogte in de Landen Groep in natuurlijke omstandigheden. In deze toestand stroomt het grondwater in noord-noordwestelijke richting in het westen tot noordelijke richting in het noorden.

Aan de hand van het mathematisch model werd afgeleid dat zich in natuurlijke toestand in de hoger gelegen zones een neerwaartse stroming voordeed (Fig. 6.2). De voeding gebeurde in deze gebieden hoofdzakelijk doorheen de Formatie van Kortrijk waarbij de Zuidvlaamse heuvelrij een belangrijke rol speelde. In deze infiltratiegebieden zou de jaarlijkse voeding meestal minder dan 10 m^3 per ha per jaar bedragen. Lokaal zou de infiltratie groter zijn geweest.

In het grootste gedeelte van het gebied deed zich echter een opwaartse stroming voor, die meestal jaarlijks minder dan 2 m^3 per ha zou hebben bedragen. Deze toestand is nu echter drastisch gewijzigd (Fig. 6.3); in bijna gans Oost- en West-Vlaanderen sijpelt water doorheen de Formatie van Kortrijk in de Landen Groep (zelfs in de valleien van Schelde, Leie en Dender, waar in natuurlijke toestand een opwaartse stroming optrad) en in een groot gedeelte van het gebied bedraagt de jaarlijkse infiltratie nu 10 m^3 per ha.

6.2.4. Stijghoogteverlaging

Figuur 6.4 toont het huidige stijghoogtepatroon in de Landen Groep (DE BREUCK et al., 1988). Opvallend zijn de diepe dalen in de driehoek Waregem-Tielt-Roeselare, in de streek van Poperinge en in de streek van Veurne. Het gaat hier om afpompingsstrecters, ontstaan door exploitatie van de Landen Groep door de plaatselijke industrie. Bij gebrek aan watervoerende lagen boven de Formatie van Kortrijk pompt men in de diepere watervoerende lagen (Formaties van Tienen en Hannut, Krijt, Sokkel). In 1920 schommelden de meeste waterpeilen tussen + 10 en + 20 m (Fig. 6.5), wat de natuurlijke situatie, zonder winningen, benaderde (DE CEUKELAIRE et al., 1992). Deze natuurlijke toestand werd berekend via mathematische modellering (LEBBE et al., 1988).

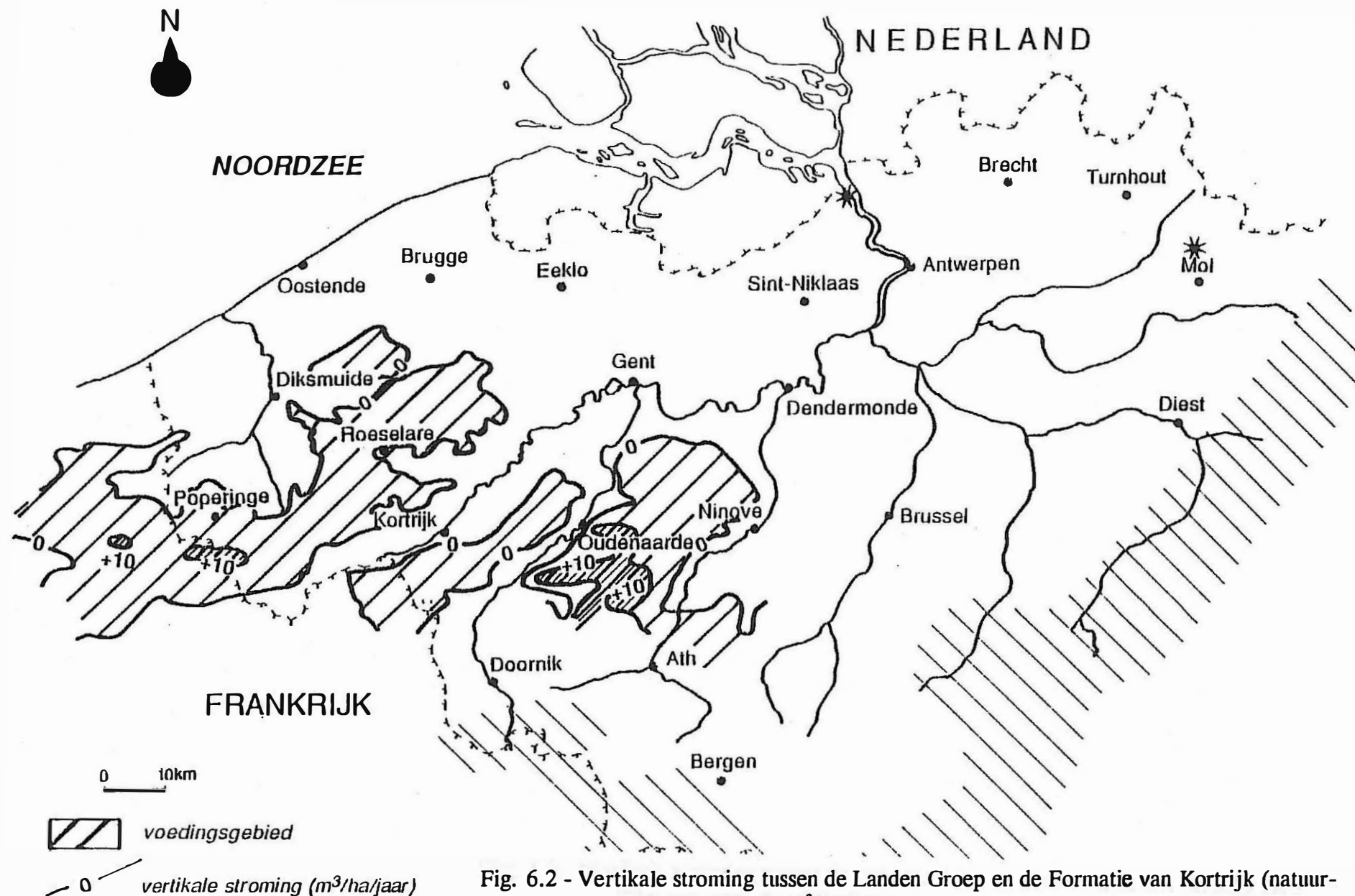


Fig. 6.2 - Vertikale stroming tussen de Landen Groep en de Formatie van Kortrijk (natuurlijke toestand) (in $\text{m}^3/\text{ha}/\text{jaar}$) (naar VAN CAMP et al., 1987)

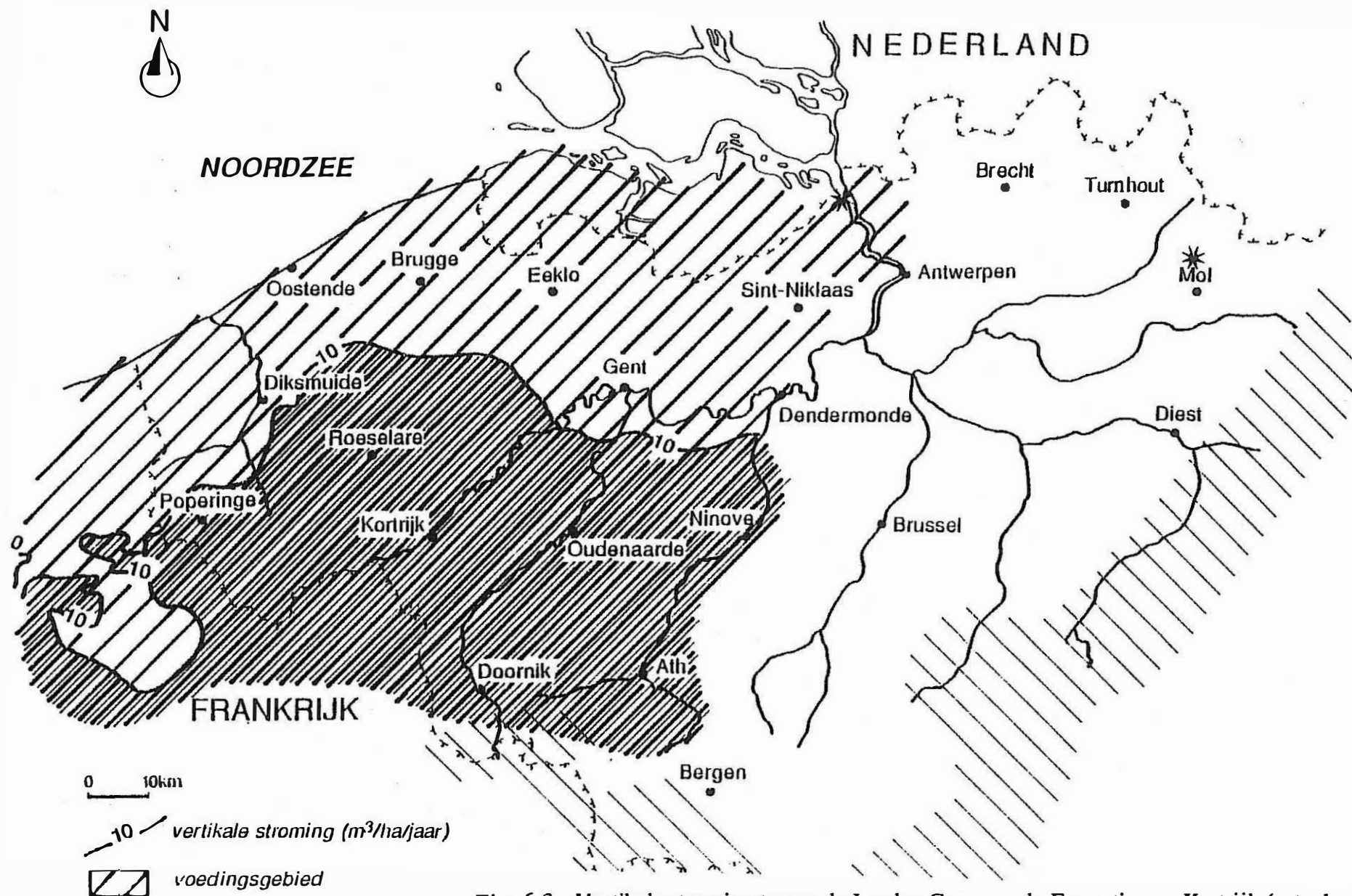


Fig. 6.3 - Vertikale stroming tussen de Landen Groep en de Formatie van Kortrijk (actuele toestand) (in $\text{m}^3/\text{ha}/\text{jaar}$) (naar VAN CAMP et al., 1987)

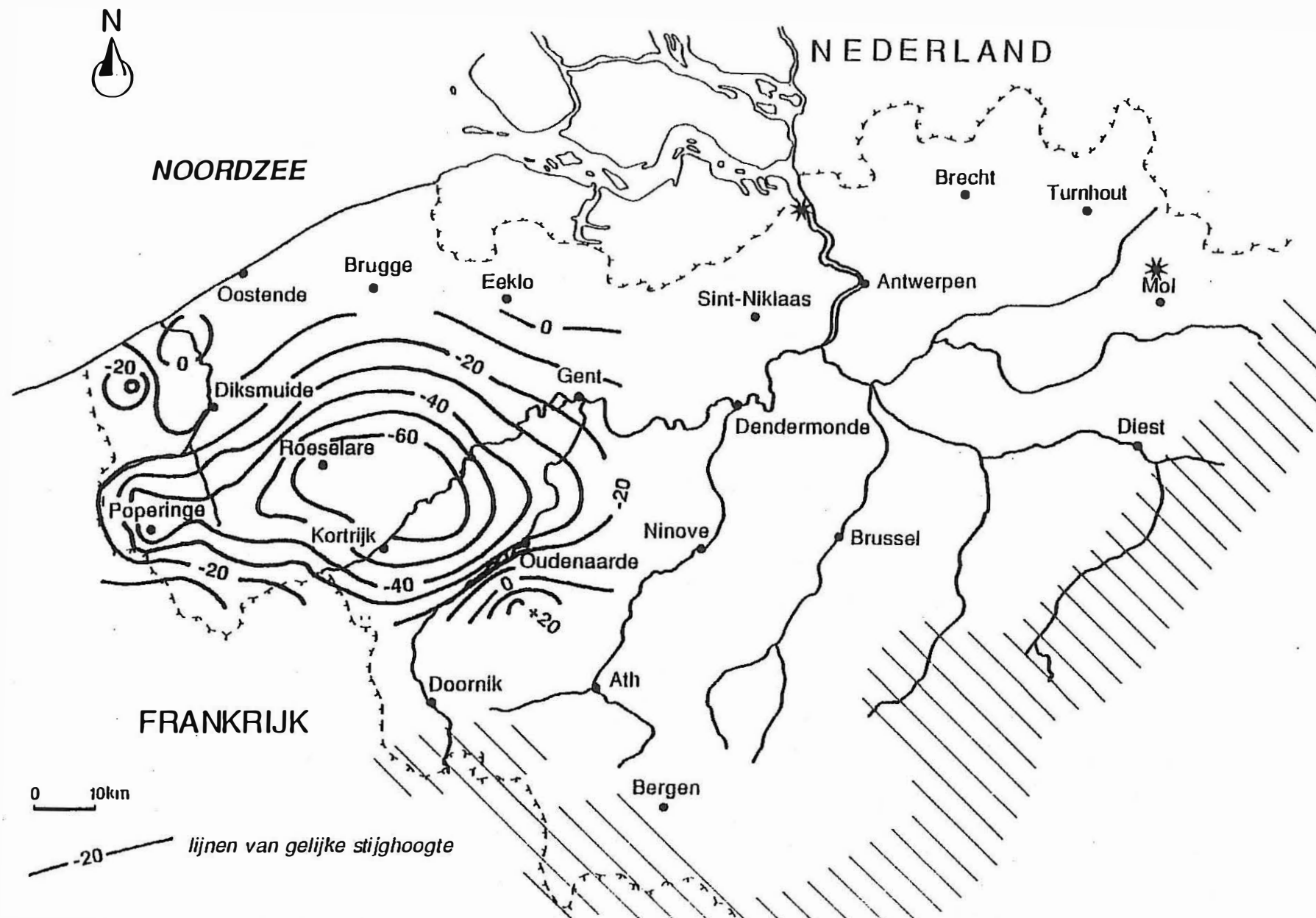


Fig. 6.4 - Stijghoogtepatroon in de Landen Groep in West- en Oost-Vlaanderen (actuele toestand) (naar WALRAEVENS et al., 1990)

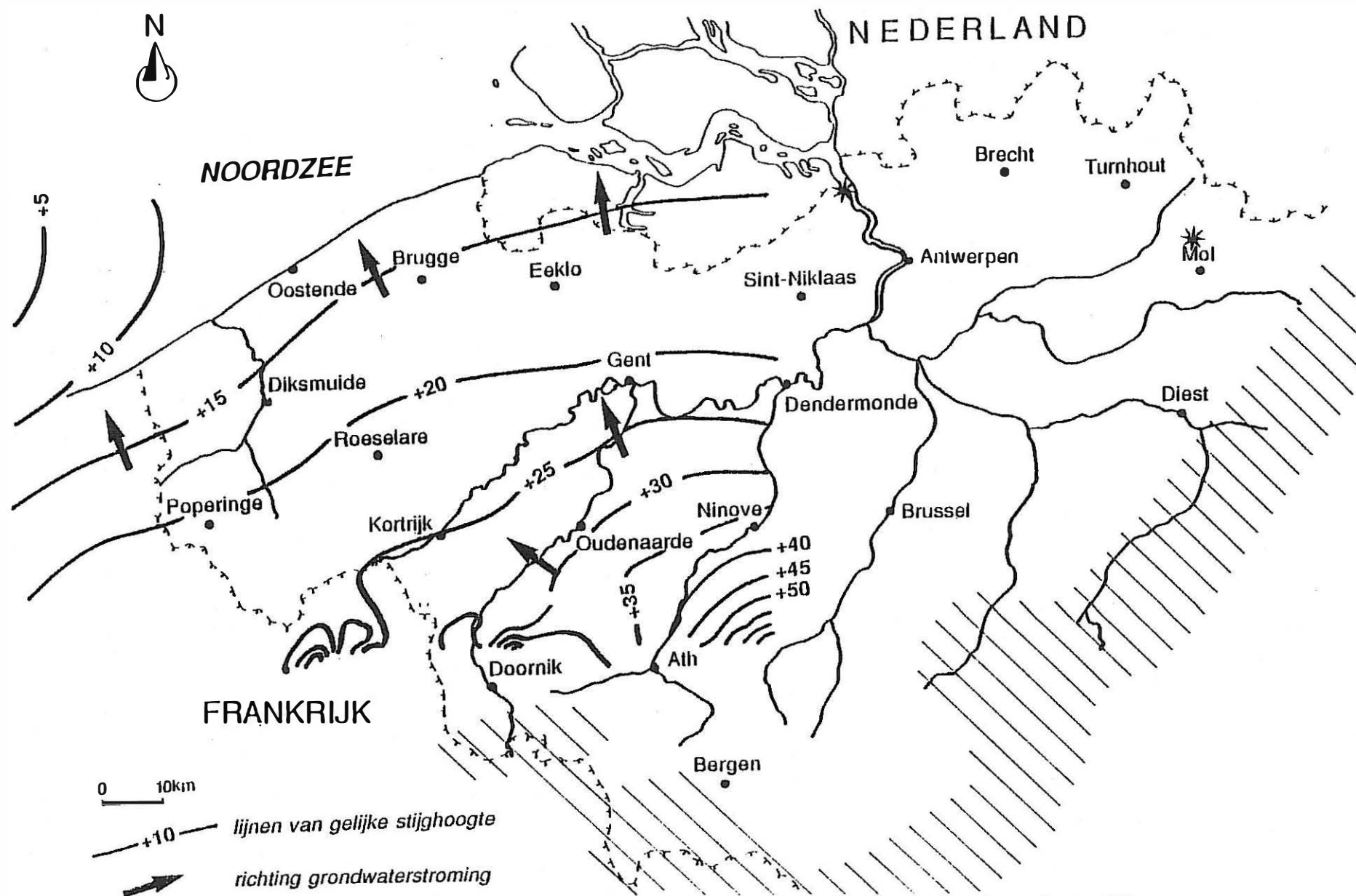


Fig. 6.5 - Stijghoogtepatroon in de Landen Groep in West- en Oost-Vlaanderen (natuurlijke toestand) (naar WALRAEVENS et al., 1990)

6.2.5. Grondwaterkwaliteit

Het grondwater in de Landen Groep in Oost- en West-Vlaanderen is doorgaans zeer zacht. Daarom wordt deze watervoerende laag, ondanks de lage specifieke capaciteit, door veel bedrijven gebruikt (BOLLE & DE BREUCK, 1993)

In de studie van WALRAEVENS et al. (1989) wordt verondersteld dat de grondwaterkwaliteit in de Landen Groep het gevolg is van het grondwaterstromingspatroon in natuurlijke toestand. De mariene invloed is nog merkbaar in de grondwaterkwaliteit. Na de terugtrekking van de zee infiltreerde zoet water in de hogergelegen gebieden en stelde het natuurlijk grondwaterstromingspatroon zich in. De mariene invloed werd geleidelijk vanaf de voedingsgebieden in de richting van de grondwaterstroming verdrongen. De verdeling van de grondwaterkwaliteit, zoals men ze thans in de beschouwde lagen aantreft, is het gevolg van opeenvolgende fasen van terugdringen van zout door zoet water. Het reliëf heeft steeds de grondwaterstroming bepaald. De hydraulische weerstand en dus ook de dikte van de bedekkende kleilagen bepalen het debiet van de voeding. De vermenging van infiltrerend zoet water, dat kationuitwisseling ondergaat bij doorstroming van de kleilagen, met het fosiel grondwater bepaalt dus de kwaliteit van het grondwater (Fig. 6.6).

In en nabij het freatisch gedeelte van de Landen Groep is het grondwater hard, zoet en van het CaHCO_3 -type. Naar het noorden toe vermindert de hardheid, wordt Na^+ het dominerende kation en komt water van het NaHCO_3 -type voor. Noordelijker neemt het Cl^- -gehalte steeds meer toe. Het water is daar brak en zout. Wanneer meer dan 50% van de anionen bestaat uit Cl^- spreekt men van het NaCl -type. In het gebied tussen Duinkerke en Veurne overschrijdt de Cl^- -concentratie in noordelijke richting minder vlug 50 % van de anionensom (WALRAEVENS et al., 1989) (Fig. 6.6).

Als de stijghoogten onder de top van de watervoerende laag dalen, kan de kwaliteit van het grondwater wijzigingen ondergaan (BOLLE & DE BREUCK, 1993).

6.3. De Formatie van Kortrijk

De Formatie van Kortrijk kan in zijn geheel als een zeer slecht-doorlatende laag beschouwd worden. In dit opzicht komt ze in aanmerking voor de eventuele berging van hoogradioactief afval. Door de verandering in lithologie verschillen de hydraulische parameters van deze formatie sterk van plaats tot plaats. Preciese gegevens zijn er echter niet. Aangezien de voeding van de Landen Groep in natuurlijke toestand doorheen de Formatie van Kortrijk gebeurt, kan deze laatste echter niet als ondoorlatend worden beschouwd (LEBBE, persoonlijke mededeling).

Uit de pompproef te Oostduinkerke (zie boven) is afgeleid dat de verticale doorlatendheid van de Formatie van Kortrijk $0,725 \cdot 10^{-4}$ m/d bedraagt. Hier dient echter worden opgemerkt dat deze waarde werd afgeleid nadat een aantal veronderstellingen werden ingevoerd. De absolute doorlatendheid van de Formatie van Kortrijk werd tot nu toe op nog geen enkele plaats bepaald.

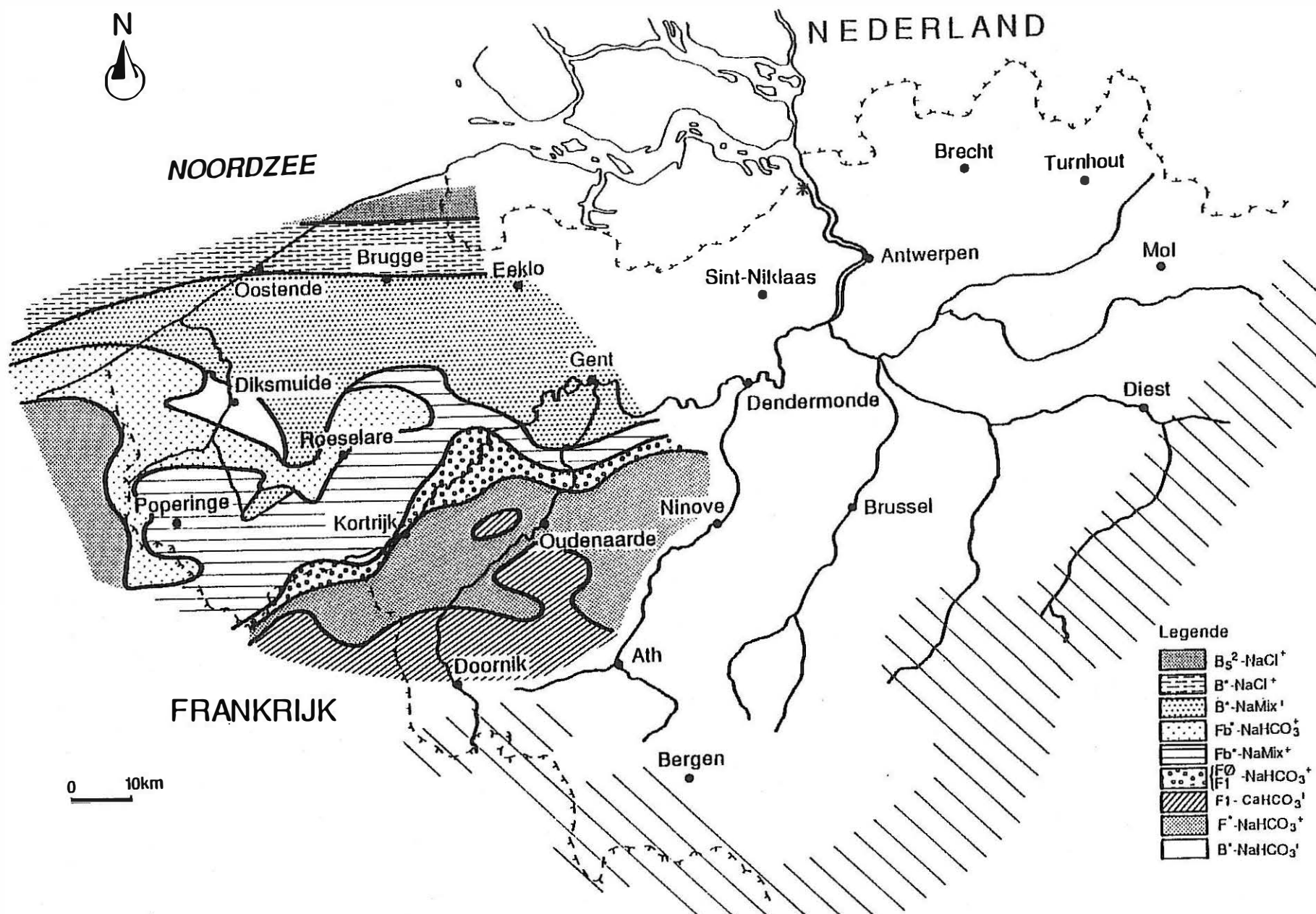


Fig. 6.6 - Voorkomen van grondwatertypes in de Landen Groep (classificatie volgens STUYFZAND, 1986) (naar WALRAEVENS, 1989)

6.4. De Formatie van Tielt

In de omgeving van Gent kan men in de Formatie van Tielt te Gent hydrogeologisch de volgende lagen onderscheiden (van onder naar boven) (LEBBE et al., 1992) :

- Yd1 : halfdoorlatende zandige en silthoudende zandige klei met dunne lagen kleiig fijn zand
- Yd2 : kleiig glauconiethoudend fijn zand
- Yd3 : halfdoorlatende zandige klei tot klei
- Yd4 : licht kleihoudend glauconiethoudend fijn zand met kleine schelpfragmenten
- Yd5 : halfdoorlatende zeer zandige klei
- Yd6 : licht kleihoudend glauconiethoudend fijn zand met kleine schelpfragmenten

De lagen Yd6 tot Yd2 vormen het Lid van Egem, Yd1 het Lid van Kortemark.

6.4.1. Het Lid van Kortemark

Over het algemeen kan het Lid van Kortemark als een slecht doorlatende laag worden beschouwd. Hydraulische parameters afgeleid uit pompproeven uitgevoerd door het LTGH worden hier gegeven.

Uit de pompproef te Gent (LEBBE et al., 1992) is afgeleid dat de horizontale doorlatendheid van het Lid van Kortemark 0,040 m/d bedraagt. De specifieke elastische berging bedraagt $0,13 \cdot 10^{-4}$. Te Zwijnaarde (BOLLE et al., 1990) werden horizontale doorlatendheden van 0,002 tot 1,15 m/d gemeten. De specifieke elastische berging bedraagt $0,14 \cdot 10^{-4}$. Te Tielt bedraagt de hydraulische weerstand tussen het Lid van Egem en het Lid van Kortemark 11,4 d.

6.4.2. Het Lid van Egem

6.4.2.1. Algemeen

Het Lid van Egem is een afwisseling van lagen kleihoudend fijn zand en zandhoudende kleilagen. Waar het (weliswaar met een dun kwartair dek) dagzoomt, is het lid freatisch; in het noorden, waar de Formatie van Gent het Lid van Egem bedekt, is het systeem artesisch. De zandlagen in het Lid van Egem, die bovenaan begrensd worden door zandhoudende kleilagen, vertonen een half-artesisch tot artesisch karakter (BOLLE & DE BREUCK, 1993).

Door de eerder geringe doorlatendheid is de capaciteit van de meeste grondwaterwinningen in het Lid van Egem laag tot zeer laag. Vandaar dat slechts op het zand uit het Lid van Egem wordt beroep gedaan als er geen alternatieven zijn of als de benodigde hoeveelheid water beperkt is (BOLLE & DE BREUCK, 1993).

In de periode 1986-1990 werden voor Oost-Vlaanderen jaarlijks volgende debieten vergund (BOLLE & DE BREUCK, 1993) :

- industrie : $3.275.434 \text{ m}^3$ (1986)
 $2.896.514 \text{ m}^3$ (vanaf 1987)
- landbouw : 77.642 m^3

Voor West-Vlaanderen bedroegen de jaarlijkse vergunde debieten voor 1987-1990 :

-industrie : 3.282.144 m³

-landbouw : 119.240 m³

Door de drinkwatermaatschappijen wordt geen grondwater uit het Lid van Egem onttrokken.

Voor Oost-Vlaanderen wordt het vergunde debiet regelmatig overschreden. In West-Vlaanderen fluctueert de hoeveelheid opgepompt grondwater zeer sterk; in 1989 bedroeg het slechts ca. 30 % van het vergunde debiet (BOLLE & DE BREUCK, 1993).

Vergeleken met 1978 (DERYCKE et al., 1982) is in Oost-Vlaanderen geen noemenswaardige toename in de grondwaterwinning in het Lid van Egem vastgesteld, wat erop kan wijzen dat de limiet van exploitatie is bereikt. De gebieden die in Oost-Vlaanderen het meeste grondwater uit het Lid van Egem onttrekken zijn de Gentse agglomeratie en de zone Aalst-Ninove. In West-Vlaanderen ligt het huidige opgepompte debiet ongeveer driemaal hoger dan in 1978. In West-Vlaanderen zijn er blijkbaar nog mogelijkheden voor grondwaterwinningen, temeer daar het Lid van Egem in het centrale gedeelte van de provincie relatief ondiep voorkomt. Hier is het voornamelijk de zone Roeselare-Kortrijk waar het meeste grondwater uit het Lid van Egem wordt onttrokken (BOLLE & DE BREUCK, 1993).

6.4.2.2. Doorlatendheid

Door de fijnkorrelige aard van de sedimenten waaruit het Lid van Egem is opgebouwd, is de doorlatendheid ervan beperkt. De zandhoudende kleilagen kunnen als slecht tot zeer slecht doorlatend beschouwd worden (BOLLE & DE BREUCK, 1993).

Door het Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (LTGH) werden in het verleden enkele pompproeven in het Lid van Egem uitgevoerd. Hieruit werden via een invers model de verschillende hydraulische parameters van de lagen bepaald. Men kan deze gegevens in tabel 6.2 terugvinden. De pompproeven die nog met de vroegere methoden zijn geïnterpreteerd, werden uit het overzicht weggelaten.

Te Bierbeek (DE SMET et al., 1993) bedraagt de horizontale doorlatendheid van de onderste 5 m van de uit kleiig zand bestaande doorlatende laag 0,573 m/d en de specifieke elastische berging $7,41 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$; de specifieke elastische berging van gans de Formatie van Tielt bedraagt $5,19 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$.

Uit de pompproef te Sint-Lievens-Houtem (CNUDDÉ et al., 1991), kon worden afgeleid dat het Lid van Egem te Sint-Lievens-Houtem een horizontale doorlatendheid van 0,968 m/d en een specifieke elastische berging van $1,09 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ bezit.

Te Tielt (LEBBE et al., 1992) bestaat het freatisch reservoir uit zandige sedimenten waarin kleihoudende zones en een dunne kleilaag voorkomen. De basis wordt gevormd door de Formatie van Kortrijk. Stratigrafisch behoren de aangeboorde afzettingen tot de Formaties van Gent en van Tielt. Uit de pompproef kon worden afgeleid dat de horizontale doorlatendheid van het Lid van Egem 0,366 m/d, de specifieke elastische berging $3,44 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$.

Uit de pompproef te Zwijnaarde (BOLLE et al., 1990) werden ook gegevens betreffende de hydraulische weerstand van de tussenliggende kleilagen afgeleid (tabel 6.2). De hydraulische weerstand tussen de aangepompte Yd-laag en de kwartaire laag bedraagt 407 d. Deze hydraulische weerstand is vooral te wijten aan de kleilaag Yd3 (hydraulische weerstand van 350 dagen).

Voor de in de Formatie van Tielt uitgevoerde pompproef te Gent (LEBBE et al., 1992), werden eveneens parameters voor de kleihoudende pakketten afgeleid. Men kan de resultaten in tabel 6.2 terugvinden.

LOY en DE SMEDT (1978) vermelden de doorlatendheden van enkele formaties in België. Voor het Lid van Egem gaat het hier om de de doorlatendheid te Melle.

Uit de bovenstaande gegevens kan worden afgeleid dat de hydraulische parameters van het Lid van Egem verschillen naargelang van de plaats. Dit moet waarschijnlijk worden toegeschreven aan het verschil in lithologie van de aangepompte lagen. In sommige pompproeven werd eveneens geen duidelijk verschil tussen het Lid van Egem en de Formatie van Tielt gemaakt. Voor de waarde, opgemeten te Melle, dient te worden vermeld dat het hier om een relatief oud gegeven gaat.

Hydraulische parameter (eenheid)	Bierbeek	St-Lievens-Houtem	Tielt	Zwijnaarde	Gent (S8)	Melle
k^h (m/d)	0,573	0,968	0,366	Yd2 : 1,15 Yd4 : 1,15	Yd2 : 1,287 Yd3 : 0,002 Yd4 : 1,104 Yd5 : 0,020 Yd6 : 0,858	2,5
S'_A (m-1)	$5,19 \cdot 10^{-4}$	$1,09 \cdot 10^{-4}$	$3,44 \cdot 10^{-3}$	Yd2 en Yd4 : $4,38 \cdot 10^{-4}$	Yd2 : $0,42 \cdot 10^{-4}$ Yd3 : $0,36 \cdot 10^{-4}$ Yd4 : $0,36 \cdot 10^{-4}$ Yd5 : $0,56 \cdot 10^{-4}$ Yd6 : $0,56 \cdot 10^{-4}$	
c (d)				Yd3 : 349 d	c(2) : 4851 c(3) : 3234 c(4) : 40,22 c(5) : 40,22 c(6) : 4172	

Tabel 6.2 - Gegevens afgeleid uit de in het Lid van Egem uitgevoerde pompproeven

k^h = horizontale doorlatendheid
 S'_A = specifieke elastische berging
 c = hydraulische weerstand

6.4.2.3. Voeding

Waar de stijghoogten in het Lid van Egem lager zijn dan die in de Zenne Groep + het Lid van Vlierzele, is de grondwaterstroming neerwaarts (BOLLE & DE BREUCK, 1993). De voeding gebeurt hoofdzakelijk door neerwaartse stroming in het heuvelcomplex Oedelem-Zomergem en in het hogergelegen gebied ten zuiden van Sint-Niklaas. Voor het overige treedt meestal opwaartse stroming doorheen de Formatie van Gent op (WALRAEVENS, 1987).

6.4.2.4. Grondwaterkwaliteit

Van het grondwater in het Lid van Egem zijn geen systematische analyseresultaten beschikbaar. Wel kan men uit beschikbare gegevens afleiden dat het in het noorden van de provincies Oost- en West-Vlaanderen veel zout bevat (BOLLE & DE BREUCK, 1993).

Ter hoogte van de Gentse agglomeratie bevat het grondwater uit het Lid van Egem veel natriumcarbonaat. Het alkaligehalte schommelt meestal tussen 70 en 95 % van de kationen. Het relatief sulfaatgehalte bedraagt minder dan 1 % (DE BREUCK et al., 1983).

Waar het Lid van Egem freatisch is en slechts bedekt wordt door een dunne kwartaire bovenlaag, wordt de kwaliteit van het grondwater bedreigd. Door de geringe doorlatendheid en het voorkomen van slecht doorlatende kleiige tussenlagen is het Lid van Egem wel minder kwetsbaar dan het bovenliggende Kwartair. Meer naar het noorden van de provincies Oost- en West-Vlaanderen wordt het lid beschermd door de Formatie van Gent. Daar staat echter tegenover dat door de toenemende natuurlijke verzilting naar het noorden toe, het aantal grondwaterwinningen in dit gebied aanzienlijk kleiner is (BOLLE & DE BREUCK, 1993).

6.5. De Zenne Groep en het Lid van Vlierzele in West- en Oost-Vlaanderen

De zanden van de Zenne Groep vormen een watervoerende laag. Het onderste gedeelte van de Formatie van Gent bestaat uit kleiige sedimenten en vormt de scheiding tussen de bovenliggende zanden van de Zenne Groep en het Lid van Vlierzele (samengevat in de oude benaming : Ledo-Paniseliaan) en de onderliggende kleiige zanden van de Formatie van Tielt (WALRAEVENS et al., 1990). In de provincies West- en Oost-Vlaanderen komt het Ledo-Paniseliaan zowel freatisch als artesisch voor (BOLLE & DE BREUCK, 1993).

Ten gevolge van grondwaterwinningen treden er grote verschillen op tussen de stijghoogtekaart van 1987 en de toestand in natuurlijke omstandigheden (Fig. 6.7 en Fig. 6.8) (WALRAEVENS, 1987). De opgepompte debieten schommelen sterk van jaar tot jaar in West-Vlaanderen en in mindere mate in Oost-Vlaanderen, zodat niet kan gesproken worden van een duidelijke trend. De Vlaamse Maatschappij voor Watervoorziening (VMW) beschikt in West-Vlaanderen in deze laag over twee grondwaterwinningen bestemd voor de drinkwatervoorziening (Snellegem en Beernem).

In de freatische zone en in het voedingsgebied van Oedelem-Zomergem is het grondwater zoet, hard en van het CaHCO_3 -type. Nabij Lochristi gebeurt er voeding doorheen de Bartoonklei en wordt hetzelfde watertype teruggevonden. Ten noorden van het CaHCO_3 -type vinden we het MgHCO_3 -type, dat eveneens zoet en hard is en ontstaan is door kationuitwisseling van Ca^{2+} door Mg^{2+} . In een brede WNW-OZO-gerichte strook ten noorden van deze vermelde watertypes komt het NaHCO_3 -type voor (WALRAEVENS, 1987).

In het voedingsgebied van Waasmunster-Sint Niklaas is het grondwater als gevolg van de infiltratie door een dik kleipakket zeer zacht. De meest noordelijke zones bevatten als gevolg van de bijmenging van fossiel zeewater brak tot zout en matig hard grondwater van het NaCl -type (WALRAEVENS, 1987).

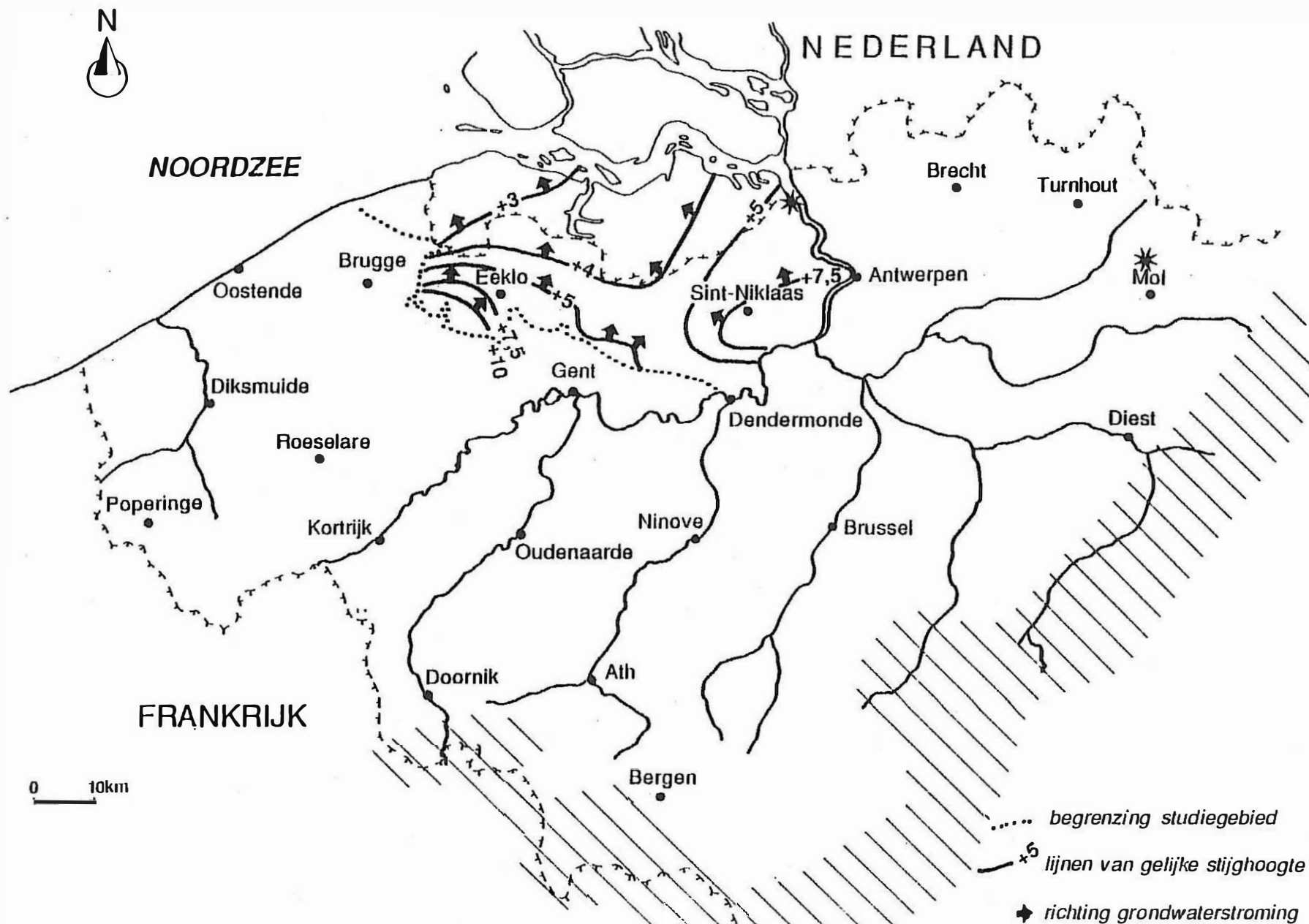


Fig. 6.7 - Stijghoogtepatroon in de Zenne groep + het Lid van Vlierzele in West- en Oost-Vlaanderen (natuurlijke toestand) (naar WALRAEVENS, 1987)

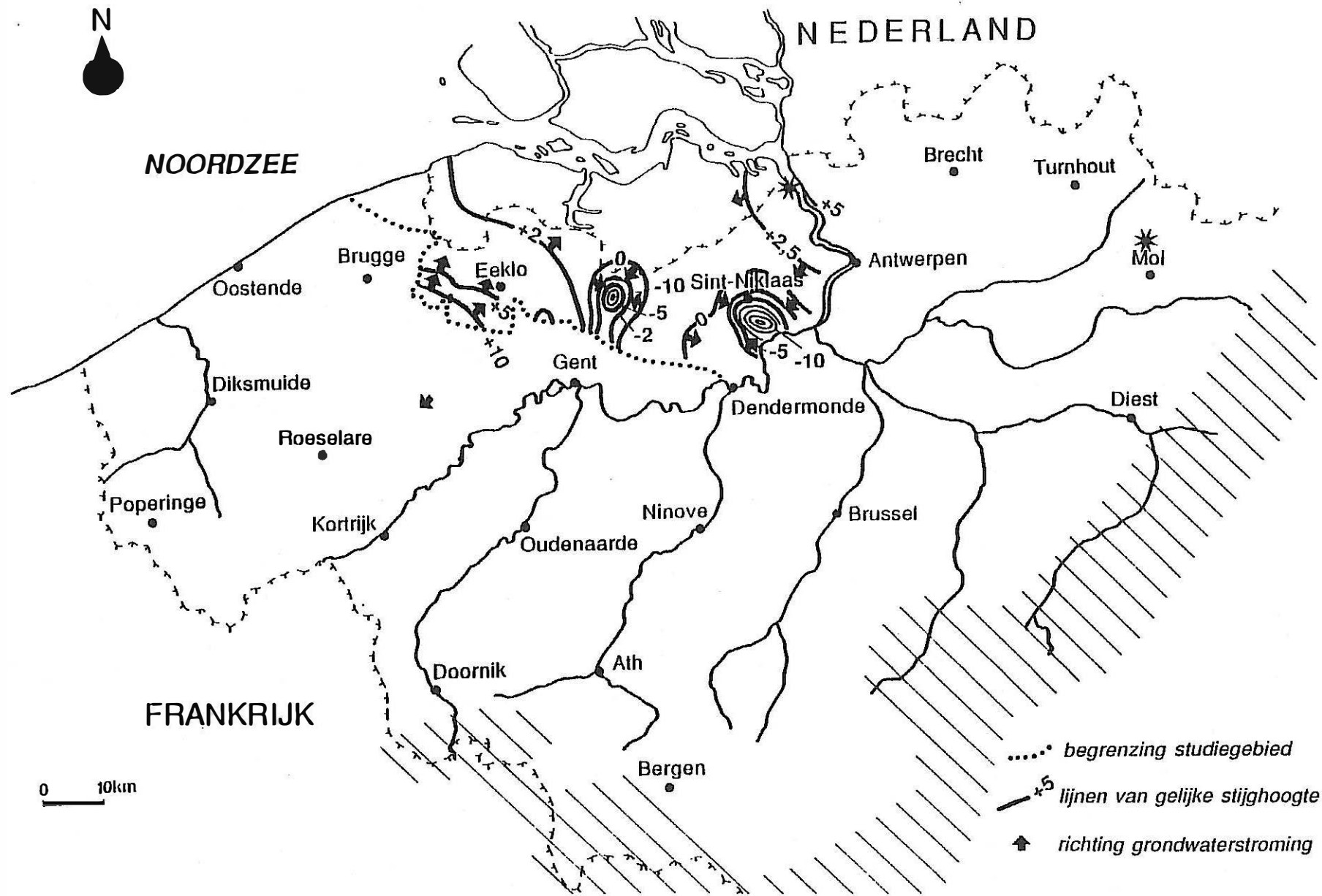


Fig. 6.8 - Stijghoogtepatroon in de Zenne Groep + het Lid van Vlierzele in West- en Oost-Vlaanderen (actuele toestand) (naar WALRAEVENS, 1987)

Het freatische gedeelte in de Westvlaamse polders is sterk beïnvloed door holocene verzilting wat zich uit in brak en zout NaCl-water (WALRAEVENS, 1987).

Het recente, in de voedingsgebieden geïnfiltreerde water verdringt de aanwezige grondwattertypes in noordwestelijke richting naar de diepere delen van de watervoerende laag. De regionale grondwaterkwaliteit wordt dan ook bepaald door de natuurlijke grondwaterstromingen. Enkel in het freatisch gedeelte komen sterk wisselende kwaliteiten voor.

6.6. Verzilting

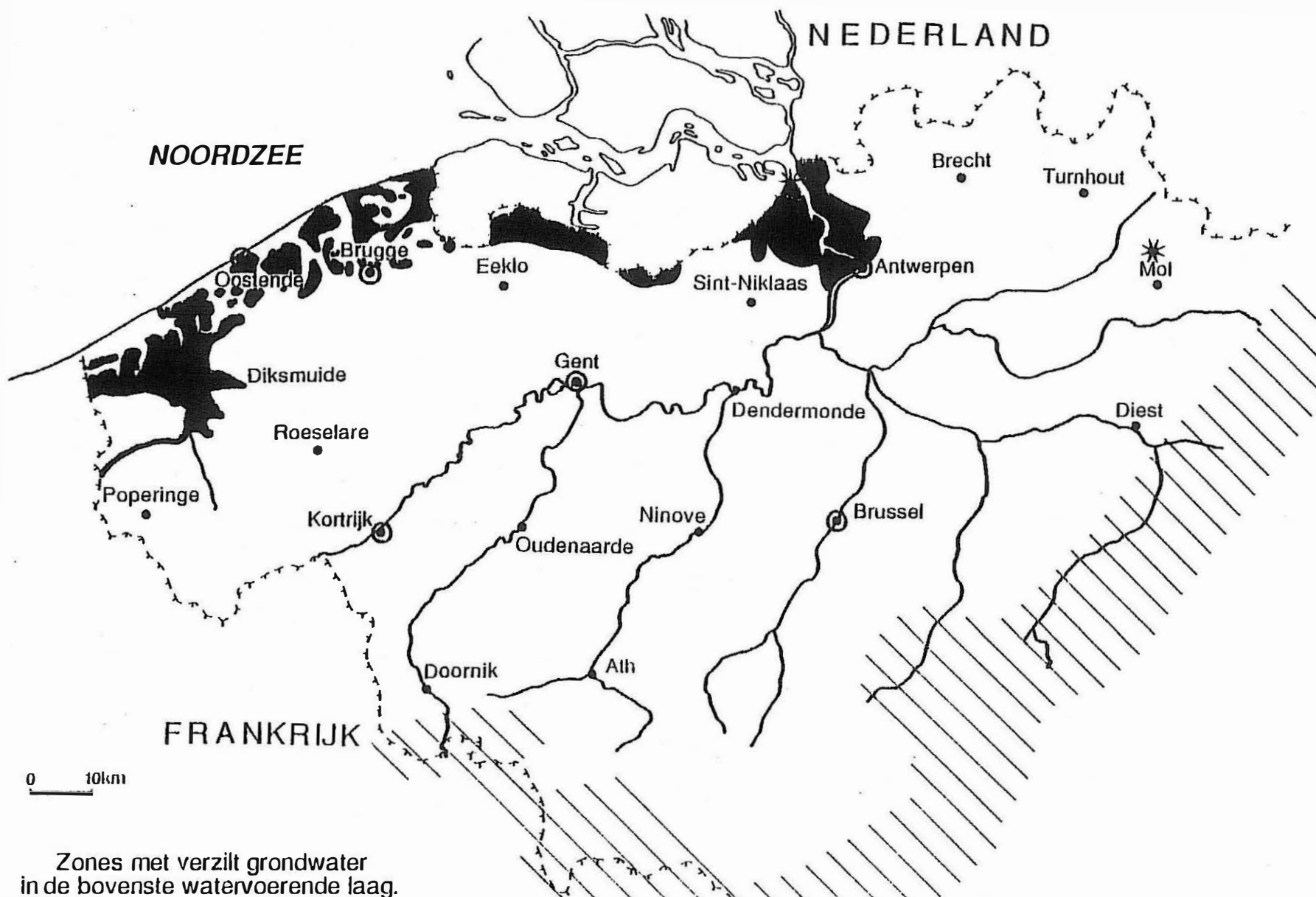
Figuur 6.9 toont de zones met verzilt grondwater in de bovenste watervoerende laag. Hierbij dient vermeld te worden dat in normale omstandigheden het zoutgehalte in onderliggende watervoerende lagen groter is dan in de bovenliggende lagen; het zoutgehalte stijgt dus met de diepte.

6.7. Algemeen grondwaterstromingspatroon

In figuur 6.10 wordt schematisch en zeer algemeen het grondwaterstromingspatroon in de Belgische ondergrond weergegeven. Figuur 6.11 en 6.12 tonen het grondwaterstromingspatroon in de Zenne Groep en het Lid van Vlierzele (WALRAEVENS, 1987).

6.8. Besluit

Boven en onder de Formatie van Kortrijk komen watervoerende lagen voor, waarvan het belang regionaal gebonden is. In dit opzicht is een grondig onderzoek van deze lagen in de streek waar de Formatie van Kortrijk een potentieel bergingsgebied vormt, noodzakelijk. In de tweede fase zal hier dieper op worden ingegaan. Vermelden we dat de onderliggende Landen Groep, vooral in het zuiden van het land, belangrijk is voor waterwinning. In de huidige situatie gebeurt de voeding doorheen de Formatie van Kortrijk. Door zijn heterogeen karakter, wisselt de doorlatendheid van de Landen Groep van plaats tot plaats en naargelang de hoogte in de stratigrafische kolom. Boven de Formatie van Kortrijk komt de Formatie van Tielt voor, waarvan het bovenste Lid van Egem watervoerend is. Uit dit lid wordt in sommige streken water onttrokken. Ook hier wisselt de doorlatendheid van plaats tot plaats. De Leden van Pittem en van Merelbeke scheiden het Lid van Egem met de bovenliggende watervoerende Zenne Groep en het Lid van Vlierzele. Deze lagen zijn zeer belangrijk voor de waterwinning in Vlaanderen. In het noorden van het land zijn de bovenste watervoerende lagen reeds verzilt.



Zones met verzilt grondwater
in de bovenste watervoerende laag.

Fig. 6.9 - Zones met verzilt grondwater in de bovenste watervoerende laag

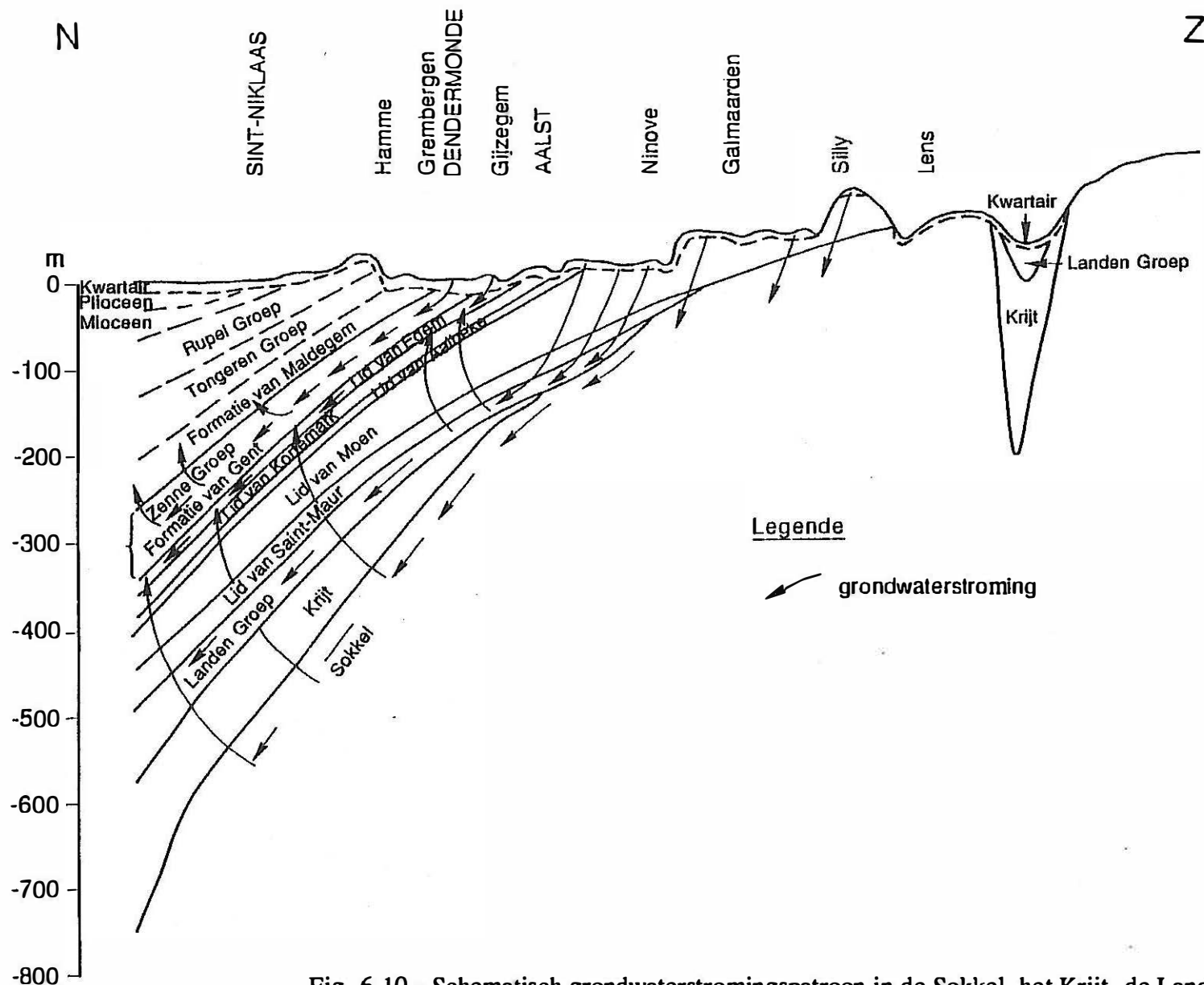


Fig. 6.10 - Schematisch grondwaterstromingspatroon in de Sokkel, het Krijt, de Landen Groep, de Ieper Groep en de Zenne Groep in België (in coupe 2, zie figuur 3.15)

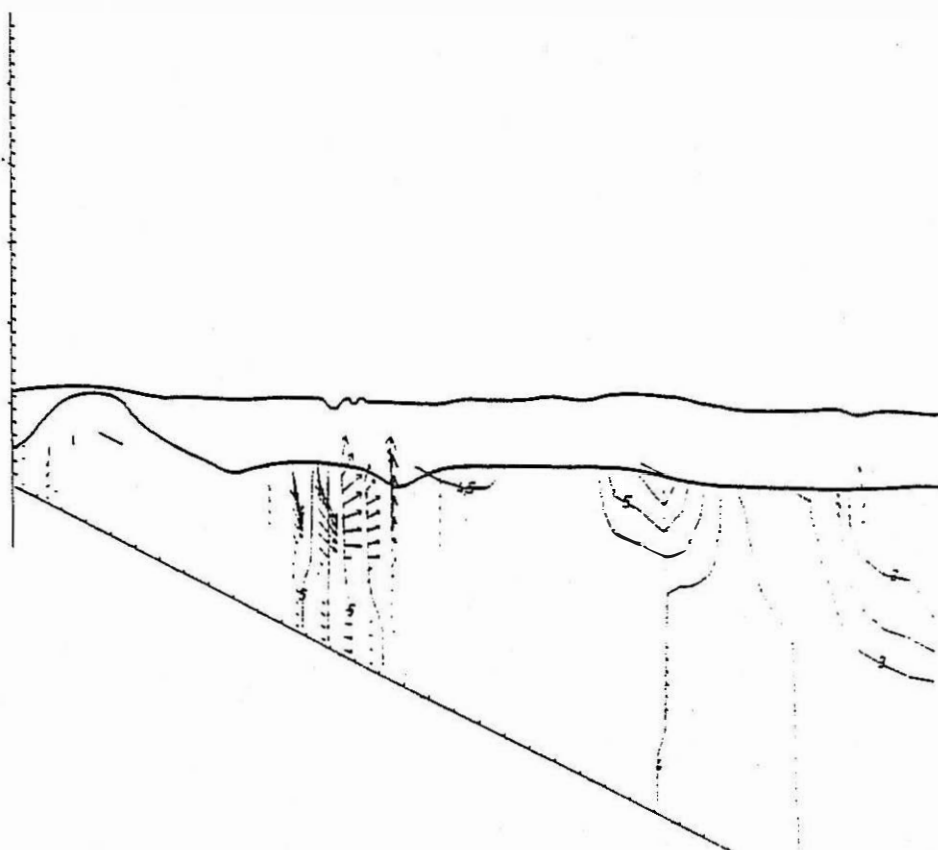


Fig. 6.11 - Grondwaterstromingspatroon in de Zenne Groep + het Lid van Vlierzele volgens het profiel Gent - Assenede (uit WALRAEVENS, 1987)

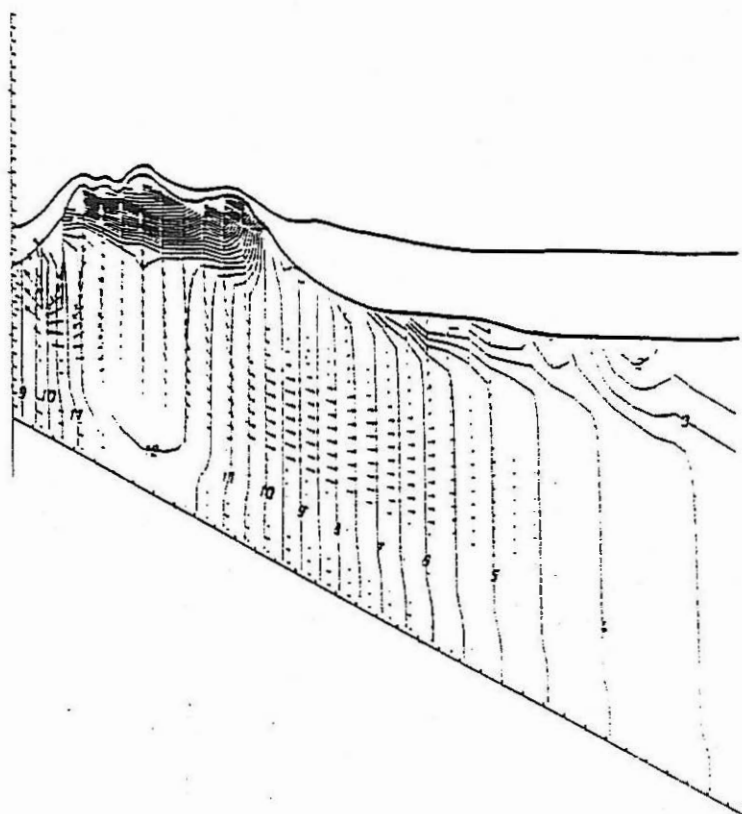


Fig. 6.12 - Grondwaterstromingspatroon in de Zenne Groep + het Lid van Vlierzele volgens het profiel Aalter - Sint-Margriete (uit WALRAEVENS, 1987)

7. STRUKTURELE GEOLOGIE

7.1. Seismologie

Daar de berging van hoogradioactief afval moet gebeuren in een tektonische stabiele zone met een geringe seismologische activiteit en de formaties waarin breuken met een grote verplaatsing of abrupte knikken voorkomen uitgesloten moeten worden, is het belangrijk de in het verleden opgetreden seismologische activiteit en het voorkomen van breuken in de ondergrond te kennen.

7.1.1. Seismotektonische eenheden in het gebied

In figuur 7.1 worden de in het verleden geregistreerde aardbevingen voorgesteld. Hieruit kan worden afgeleid dat er in en rond ons land vier streken zijn waar talrijke aardbevingen genoteerd worden : het Massief van Brabant, Noord-Frankrijk, Henegouwen en rond het drielandenpunt België-Nederland-Duitsland. Aardbevingen kunnen verschillende effecten op het geologisch milieu veroorzaken (scheuren, afzakkingen, landafschuivingen, verstoring van de hydrogeologische toestand, reactivatie van breuken, ...) (WOUTERS & VANDENBERGHE, 1994). In figuur 7.2 worden de in België en omgeving voorkomende breuken aangegeven.

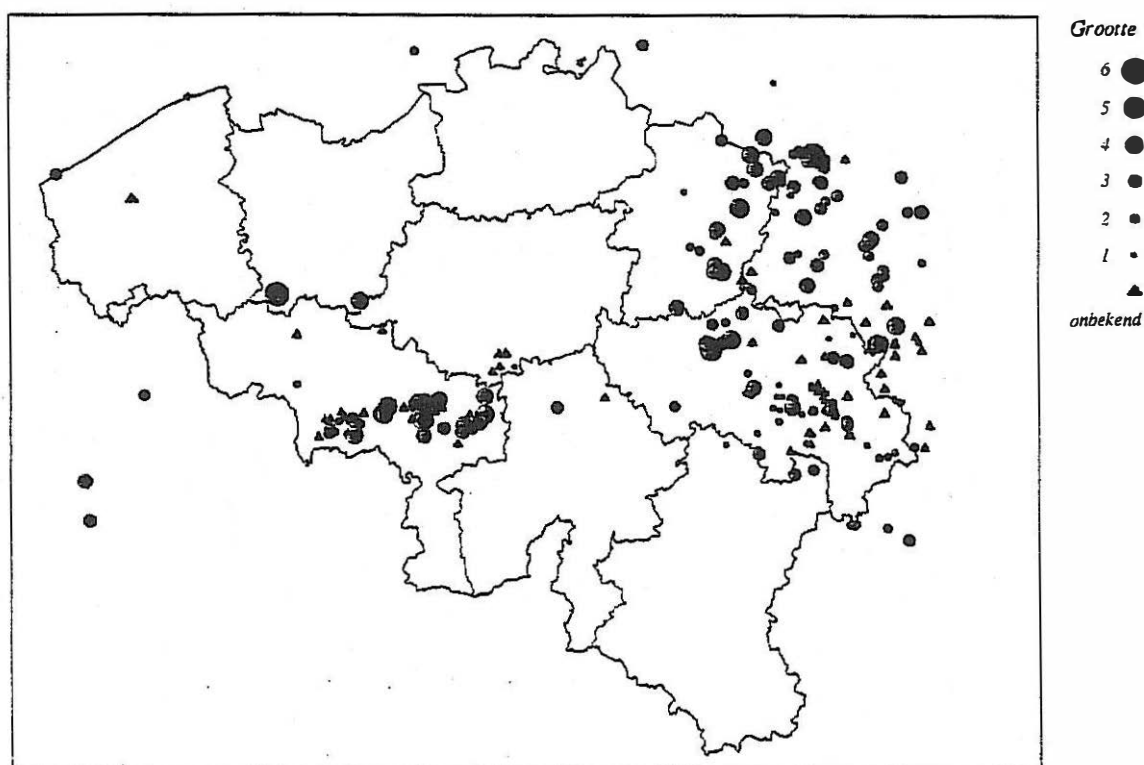


Fig. 7.1 - Overzichtskaart van de geregistreerde aardbevingen in België
(uit WOUTERS & VANDENBERGHE, 1994 naar CAMELBEECK, 1993)

Fig. 7.2 - Overzichtskaart van de in België en omgeving voorkomende breuken
(gegevens van TRACTIONEL, 1984)

7.1.1.1. Het Ardennen-Rijnland Massief

Het Ardennen-Rijnland Massief bestaat (van west naar het oost) uit de Belgische en de Franse Ardennen (met inbegrip van de Enclave van de Boulonnais) en het Rijnlands leisteenmassief. Dit massief werd in de loop van de Variscische orogenese geplooid, waardoor de formaties die vóór het Ordovicium werden afgezet en dus eveneens de Caledonische orogenese hebben ondergaan tweemaal werden geplooid (TRACTIONEL, 1984).

Het massief bevat het synclitorium van Namen, de antclinale van de Condroz, het synclitorium van Dinant, het synclitorium van de Eifel en de antclinale van de Givonne. De richting van de plooiingen van de Variscische fase verloopt evenwijdig met Samber en Maas. De weinig talrijke zuidwaarts hellende opschuivingsbreuken bevestigen de noord-zuid gerichte orogenetische samendrukking. Het massief is over zijn geheel als stabiel te beschouwen (TRACTIONEL, 1984).

Het synclitorium van Namen wordt in het noorden begrensd door de randbreuk en leunt op het Massief van Brabant; in het zuiden is het begrensd door de naar het noorden overhellende Eifelbreuk. Het heeft zijn eigen seismologisch gedrag met twee seismisch actieve zones (TRACTIONEL, 1984) :

1) de streek van Luik

In deze streek is de seismologische activiteit te wijten aan de reactivatie van langsbreuken met horizontale verplaatsing. De hypocentra zijn gelegen op een diepte van 10 à 13 km en uitzonderlijk op 3 tot 4 km. De intensiteit van de aardbevingen kan oplopen tot VII op de MSK-schaal (vb. Luik, 1983).

2) het Bekken van Bergen

Het Bekken van Bergen wordt door een uitgesproken seismologische activiteit gekenmerkt. Talrijke aardbevingen, met hypocentra die altijd minder dan 8,5 km en meestal tussen 3 en 6 km diep zijn gelegen, hebben er zich voorgedaan. Deze seismologisch actieve zone is waarschijnlijk aan de Variscische structuren die rusten op de Caledonische Sokkel verbonden (CAMELBEECK, 1989). De maximale intensiteit van de aardbevingen bedraagt VII op de MSK-schaal.

Een eerste groep aardbevingen ligt in de nabijheid van de randbreuk en kunnen het gevolg zijn van recente activiteit van deze breuk. Een tweede groep aardbevingen is tussen de randbreuk en de Eifelbreuk gelegen. De aardbevingen vinden hun oorsprong in de schikking van blokken of aan barstverschijnselen onder de steenkoollagen.

De bevingen worden gekenmerkt door seismische sequenties met voor- en nabevingen. De meeste van deze sequenties zijn kenmerkend voor een heterogene of extreem heterogene seismogene zone en dus voor een belangrijke fracturatie van het gebied. Uit de aardbevingen kon worden afgeleid dat de maximale horizontale drukspanning NW-ZO gericht is (CAMELBEECK, 1989).

Uit analyse van de aardbeving van Dour in 1987 kan in dit gebied van het Bekken van Bergen een noord-zuid gerichte rek afgeleid worden. Deze kan in verband gebracht worden met de sedert het Krijt optredende subsidentie van het Bekken van Bergen (CAMEL-

BEECK, 1989).

Ook in het verlengde van het Bekken van Bergen in Frankrijk werden bevingen vastgesteld. Men heeft vastgesteld dat alle bevingen snel door de steenkoollagen worden gedempt zodat ze van gering belang zijn op middelgrote afstand.

Over kwartaire activiteit van de Eifelbreuk is niets bekend.

7.1.1.2. Het Massief van Brabant

Het Massief van Brabant is het geheel van hoofdzakelijk Cambro-Silurische afzettingen, die de Caledonische orogenese hebben ondergaan. Het vormt een anticlinorium waarin de tijdens de Caledonische orogenese ontstane breuken hoofdzakelijk WNW-OZO gericht zijn. Na hun ontstaan treden deze breuken als voorkeurszone voor relatieve bewegingen op (TRACTIONEL, 1984).

In het Massief van Brabant is de huidige seismologische activiteit praktisch onbestaande. De in het verleden opgetreden belangrijke aardbevingen (in 1382, 1449, 1828 en 1938) vormen echter een bewijs voor een belangrijke tektonische activiteit. Tot heden werd hier echter geen seismotektonische verklaring voor gevonden (CAMELBEECK, 1989).

Het Massief van Brabant omvat de volgende breuken (TRACTIONEL, 1984) :

1) breuken van de Boven-Jeker

Dit gebied is gekenmerkt door sterk verbrokkelde Cambriumlagen en verschillende zich schikkende blokken. De maximale intensiteit van de bevingen bedraagt VII op de MSK-schaal; de diepte van de hypocentra ligt tussen 20 en 30 km.

2) ZO-NW breuk bij Antwerpen

Deze breuk werd kunstmatig als één van de mogelijke interpolaties tussen ver uit elkaar liggende boringen ingevoerd. Andere interpretaties suggereren dat deze breuk niet bestaat en dat de Post-Caledonische afzettingen zonder uitgesproken discordantie op het Massief van Brabant rusten (zoals tussen Leuven en Tienen). In Nederland werd deze mogelijke breuk tijdens seismische campagnes niet teruggevonden. Tevens is er ook geen enkele aanwijzing van activiteit sinds het begin van het Cenozoïcum.

3) Transversale breuk tussen Zenne en Dijle

De seismologische activiteit heeft zich in deze zone vooral tussen het Siluur en het Carboon voorgedaan maar aanwijzingen van activiteit in het Krijt en het Eoceen zijn eveneens aanwezig. Niets wijst op recente activiteit in het gebied met een uitzondering van het uiterste zuidelijke deel.

4) WNW-OZO breuken

Het WNW-OZO gericht breukenpatroon strekt zich uit van Henegouwen tot in de Noordzee. Het breukensysteem komt samen met de NO gerichte breuken van Calais-Gravelinnes. De aardbevingen bereiken een intensiteit van VII op de MSK-schaal; de diepte van de hypo-

centra is tussen 10 en 24 km gelegen.

Dit breukenpatroon zou kunnen verklaard worden als een randbreukensysteem van een grabenstructuur met inzakking van het noordelijk deel van het Massief van Brabant en een gelijktijdige opstuwing van de breukzone ten zuiden van Oostende. Deze breuken werden opnieuw actief tijdens de Variscische tektonische fase. Sinds het Boven-Krijt herleven deze breuken door de samendrukking die zijn oorzaak vindt in de Alpiene orogenese (TRACTIIONEL, 1984).

Alle in het Massief van Brabant voorkomende breuken werden voorgesteld in figuur 7.3.

7.1.1.3. Het Bekken van Parijs

Het Bekken van Parijs wordt afgebakend door het Armoricaans Massief in het westen, het Ardennen-Rijnland Massief in het noorden en Massief van Brabant en de Vogezen in het oosten. Het wordt gekenmerkt door een systeem van NW-ZO gerichte hoofdbreuken en NO-ZW gerichte toegevoegde breuken. De hoofdbreuken zijn breuken met een uitgesproken horizontale afschuiving en zijn ontstaan tijdens de Variscische Orogenese. Onder invloed van de Alpiene compressie zijn deze breuken tegenwoordig weer actief en worden door schuifspanningen evenwijdig aan deze in de Boven-Rijngraben gekenmerkt (TRACTIIONEL, 1984).

7.1.1.4 Het Bekken van de Noordzee-Nederland-Noord-Duitsland

Dit bekken bevindt zich ten noorden van het Massief van Brabant. Ten gevolge van de Variscische compressie werd het gebied intens gefractureerd en traden er horizontale verschuivingen in de Noordzee op. Deze breuken lopen evenwijdig met de breuken in het Bekken van Parijs. De belangrijkste seismologische activiteit viel samen met de in het Jura en het Krijt optredende vorming van de Centrale Graben en de Vikinggraben tussen Schotland en Scandinavië. Omdat er geen duidelijke aanwijzingen voor nadien opgetreden seismologische activiteit bestaan, wordt het Bekken van de Noordzee algemeen als een stabiele eenheid beschouwd (TRACTIIONEL, 1984).

7.1.1.5. De Rijngraben

De Rijngraben is ontstaan als gevolg van tijdens de Alpiene orogenese opgetreden samendrukkende krachten en schuifspanningen in Midden- en West-Europa (TRACTIIONEL, 1984).

Zowel uit de historische als uit instrumentale gegevens blijkt dat dit gebied het meest actieve van België is. Het grensgebied met Nederland en Duitsland werd sedert de Middeleeuwen meerdere malen door aardbevingen getroffen (CAMELBEECK, 1989).

De graben kan in verschillende zones worden opgedeeld (TRACTIIONEL, 1984) :

1) De Boven-Rijngraben

Dit deel van de graben strekt zich van Baal tot Mainz uit en wordt gekenmerkt door NNO gerichte breuken en NO gerichte breuken. De zone wordt gekenmerkt door een huidige seismologische activiteit met aardbevingen met intensiteit van VIII op de MSK-schaal.

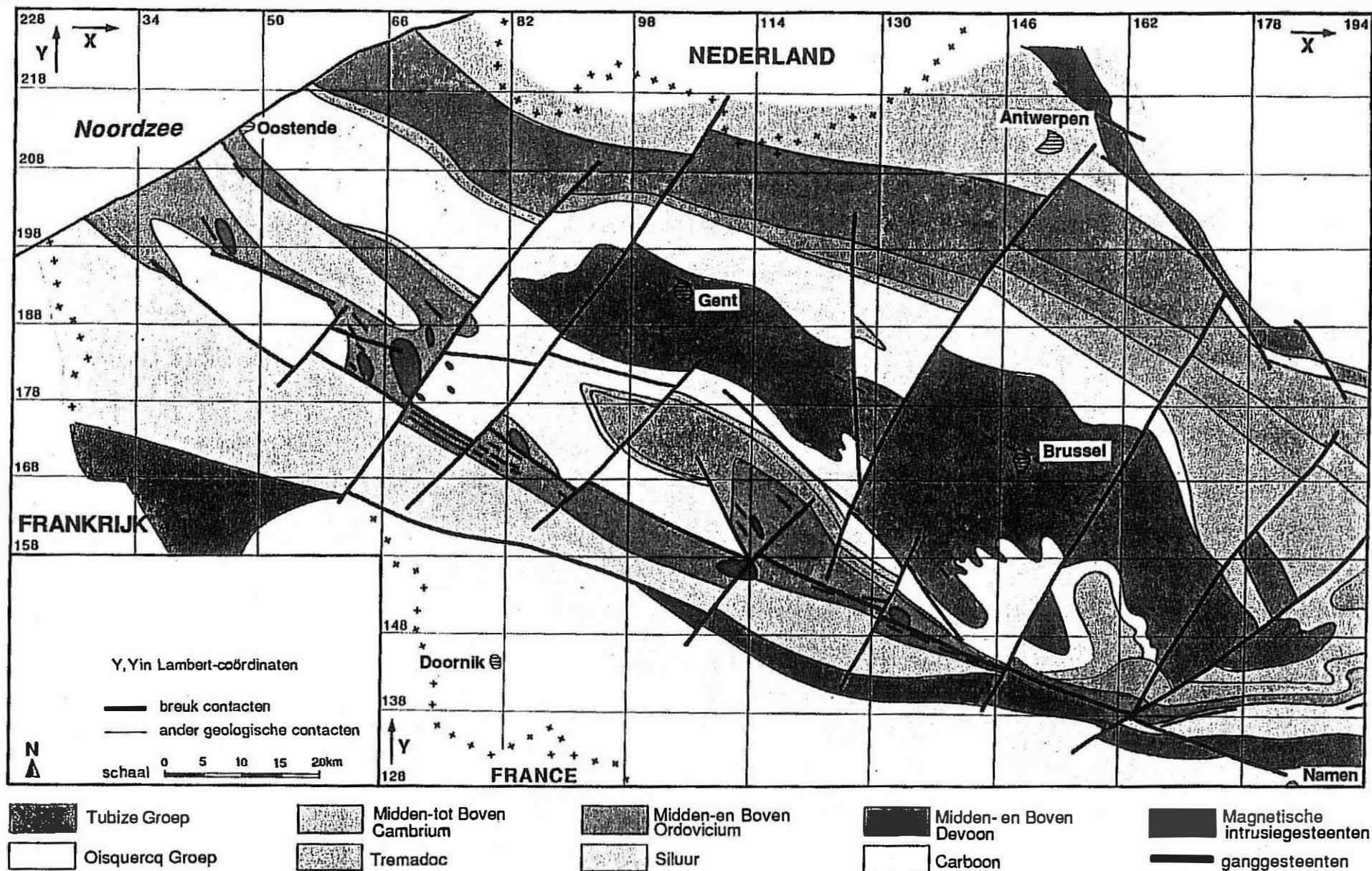


Fig. 7.3 - Geologie van de paleozoïsche sokkel in België - het Massief van Brabant
(naar DE VOS et al., 1993)

2) De Graben van Hesse

Dit is het NNO gerichte verlengstuk van de Rijngraben dat sedert het einde van het Cenozoïcum niet meer actief is.

3) De Graben van Roermond (= de Onder-Rijngraben)

De Graben van Roermond ontstond tijdens het Boven-Krijt door overschuiving van bestaande normaalbreuken. Deze graben is nog altijd actief, het meest op de binnenrandbreuken (de Peelrandbreuk en de Feldisbreuk). De maximale seismologische intensiteit werd geregistreerd in 1992 : de aardbeving van Roermond bereikte een intensiteit van VII op de MSK-schaal.

De tektonische activiteit in het oosten van België blijft slecht gekend. Uit de gedetailleerde analyse van de vier meest recente aardbevingen kon worden afgeleid dat er breukbewegingen met een maximale SW-NE rekspanning zijn opgetreden (CAMELBEECK, 1989).

Het mechanisme van de aardbeving van Malmédy (1985) wijst op een ZW-NO gerichte rekspanning langs een breuk met Rijnorientatie. Dit element past in de hypothese die zegt dat de grote kwartaire buitenrandbreuken van de Rijngraben tot in de Ardennen kunnen gevolgd worden (CAMELBEECK, 1989).

De analyse van de aardbevingen van Bilzen (1985), Gulpen (1988) en Sprimont (1988) laten een ontrafeling van de tektoniek van het grensgebied tussen de Graben van Roermond, het Massief van Brabant en het Rijnlands Leisteenmassief toe. Het bevingsmechanisme van de laatste twee vermelde bevingen zijn de enige aanwijzingen voor het bestaan van een verkortingszone ten westen van de Onder-Rijngraben (CAMELBEECK, 1989).

De Rijnslenk wordt voorgesteld op figuur 7.4.

7.1.2. Besluit : seismotektonische kenmerken rondom het noordwesten van België

Binnen een straal van 200 km rond Doel vinden we volgende seismologisch actieve gebieden terug :

- de Graben van Roermond
- de streek van Luik
- het Bekken van Bergen
- de streek van de Boven-Jeker
- het hoofdbreukenpatroon van het Massief van Brabant
- het Nauw van Calais
- het Noordzeebekken

Uit de gegevens blijkt dat de Rijngraben met de Graben van Roermond seismologisch het meest actieve gebied van België is.

Het Variscisch front is een kenmerkende zwaktezone van de aardkorst in België. De ermee geassocieerde seismologische zones zijn deze in Noord-Frankrijk, in Henegouwen en in het gebied rond Luik. Het gebied tussen Namen en Luik, overeenstemmend met de anticlinale van de Condroz, kan als aseismisch beschouwd worden (CAMELBEECK, 1989).

In het Massief van Brabant is de huidige seismologische activiteit praktisch onbestaande maar deze is wel opgetreden in het historisch verleden. Het Bekken van de Noordzee kan als een stabiele eenheid worden beschouwd.

In het volledige studiegebied is er geen recente vulkanische activiteit bekend. De dichtst voorkomende vulkanische activiteit is opgetreden in de Eifel (Fig. 7.4). Hoewel deze als uitgedoofd wordt beschouwd, treedt hier nog steeds diepe magmatische activiteit op. De Roermond Graben kan evenwel beschouwd worden als een potentieel vulkanisch gebied, waarvan de activiteit nauw verbonden is met de tektonische activiteit. In vergelijking met de Rijnslenk is ze wel een stuk minder actief (WOUTERS & VANDENBERGHE, 1994).

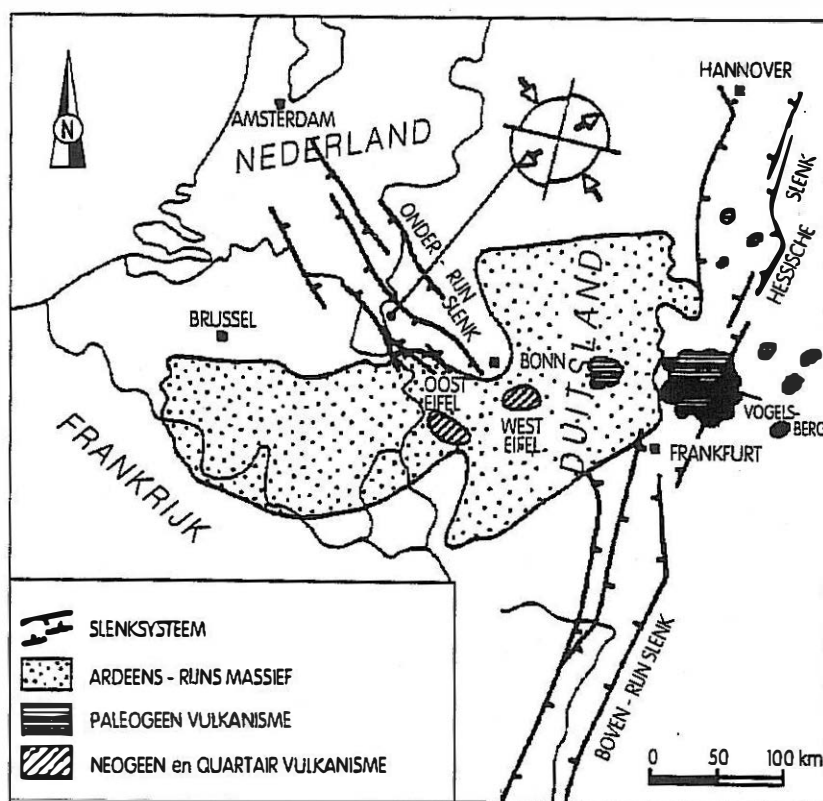


Fig. 7.4 - Situering en onderverdeling van de Rijnslenk - situering van vulkanische gebieden in de Eifel (uit WOUTERS & VANDENBERGHE, 1994)

7.2. Kleitektoniek

7.2.1. Algemeen

De Formatie van Kortrijk werd tijdens de hoge zeespiegelstand van het Ieperiaan in de Zuidelijke Bocht van de Noordzee en in het huidige zuiden van West-Vlaanderen afgezet (Fig. 7.5). De afzettingen liggen op het Massief van Londen/Brabant, bekend om zijn relatieve stabiliteit gedurende de laatste 400 miljoen jaar (VERSCHUREN, 1992).

Aan de hand van reflectie-seismiek met hoge resolutie in de zuidelijke Bocht van de Noordzee (HELDENS, 1983; HENRIET et al., 1988) werden inwendige vervormingen in de Formatie van Kortrijk waargenomen. Deze vervormingen werden uitgebreid bestudeerd - volgens een ZW-NO gericht profiel, dat nagenoeg loodrecht op de lokale strekking van de Formatie van Kortrijk staat. Hieruit werd afgeleid dat de Formatie van Kortrijk in drie structurele eenheden, elk met verschillende vervormingen, kan opgesplitst worden (HELDENS, 1983).

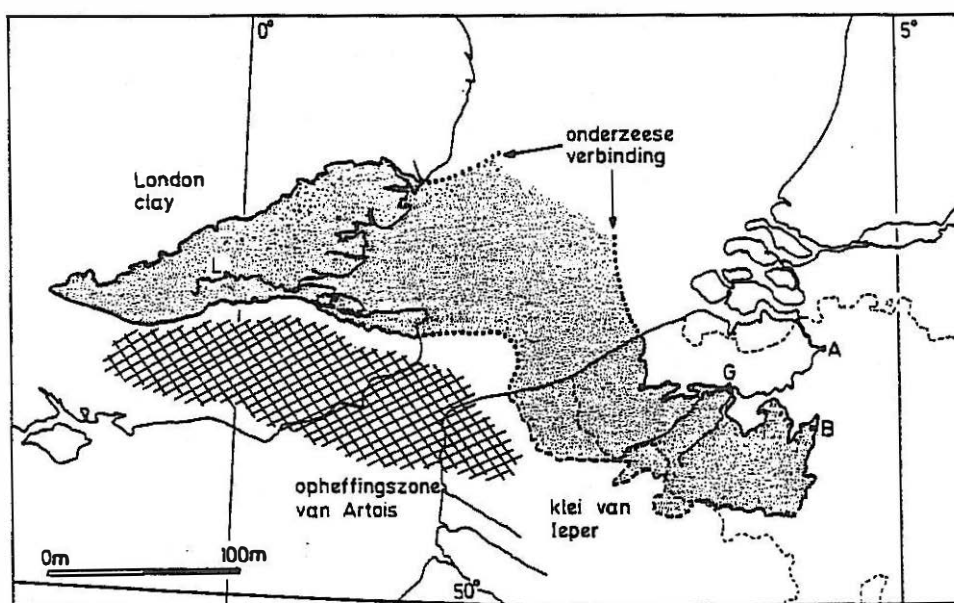


Fig. 7.5 - Voorkomen van de ontsluitingszones van de Formatie van Kortrijk (HELDENS, 1983)

De onderste structurele eenheid

In de studiezone valt deze eenheid samen met de onderste 25 m van de Formatie van Kortrijk. Ze wordt gekenmerkt door een reeks opgeheven en ingezakte "blokken" die van elkaar gescheiden zijn door breukvlakken zonder een voorkeursoriëntatie en met spronghoogtes van ten hoogste 3 m (Fig. 7.6). Naarmate de afstand t.o.v. de basis toeneemt, wordt de breukfrequentie per niveau groter. De amplitude van de structurele vervormingen neemt toe op plaatsen waar het substraat van de Formatie van Kortrijk zelf welvingen, verzakkingen en/of breuken vertoont (HELDENS, 1983).

De middenste structurele eenheid

Het onderste deel van deze eenheid is 33 m dik en is gekenmerkt door een duidelijke versterking van de amplitude van de vervormingen. Dit resulteert uiteindelijk in brede synforme en scherpe antiforme welvingen die zich in de nabijheid van de zeebodem of onder paleovalleien, opgevuld met recente sedimenten, dikwijls ontwikkelen tot diapyrachtige relaxatiezones (HELDENS, 1983). De golflengte van deze structuur varieert langs het geschoten profiel tussen 200 en 300 m, de amplitude van de kleigolven tussen 2 en 10 m (HENRIET et al., 1988).

Het bovenste gedeelte van de eenheid is 25 m dik. In deze zone was het reflectiebeeld vrij diffuus en bijgevolg moeilijk interpreteerbaar. Dit is vermoedelijk te wijten aan de toenemende intensiteit van de vervormingen, waardoor de afzonderlijke blokken zich seismisch bijna niet meer individualiseren. Bovenaan vindt men een patroon van naar het noordoosten afgezakte hellende blokken (Fig. 7.7) (HELDENS, 1983).

De bovenste structurele eenheid

In deze ongeveer 30 m dikke eenheid vindt men eveneens een patroon van hellende blokken. Naarmate de topsequentie van de klei bereikt wordt, krijgt het blokpatroon een merkwaardig allure : aan de breukvlakken zijn de reflectiesegmenten hellingsopwaarts opgeheven en hellingsafwaarts ingezakt, terwijl het gedeelte tussenin bijna niet vervormd is. Dit verschijnsel treft men aan tot in de Formatie van Tielt en verdwijnt in het Lid van Merelbeke (HELDENS, 1983).

Klastische aders doorkruisen de Formatie van Kortrijk. Hun vervorming wijst erop dat ze vóór de breuken zijn ontstaan. Ze zijn gevuld met zwart breccie-achtig materiaal. Aan de hand dinoflagellaten werd bepaald dat dit materiaal van 30 à 50 m onder het stratigrafisch niveau van de omliggende klei afkomstig is (VERSCHUREN, 1992).

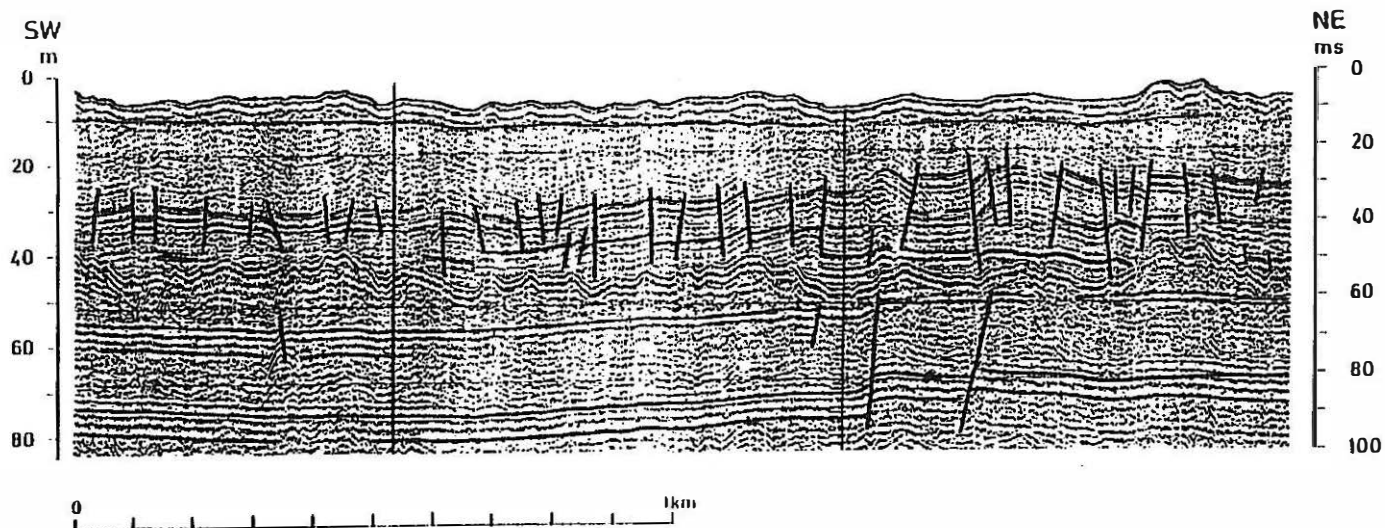


Fig. 7.6 - De onderste structurele eenheid in de Formatie van Kortrijk (HENRIET et al., 1988)

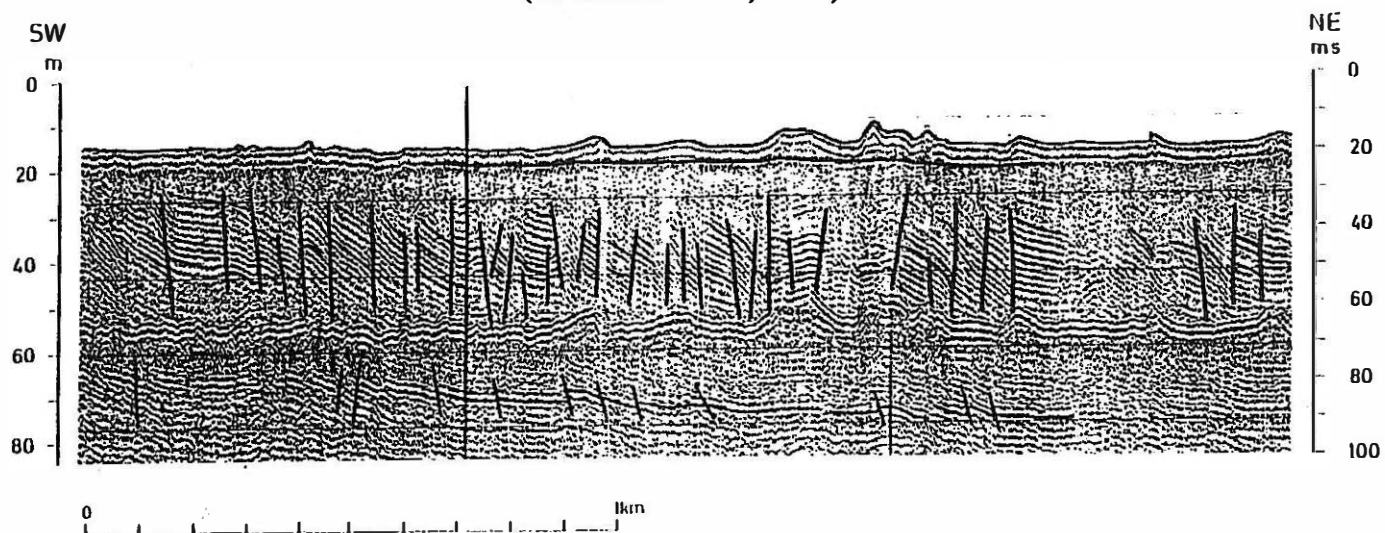


Fig. 7.7 - Het bovenste gedeelte van de middenste structurele eenheid in de Formatie van Kortrijk (HENRIET et al., 1988)

Op het land werden eveneens vervormingen in de Formatie van Kortrijk waargenomen. In België kan men ze te Kortrijk, te Marke, te Aalbeke en te Zonnebeke aantreffen; ze komen er vooral in het bovenste gedeelte van het Lid van Moen en in het onderste deel van het Lid van Aalbeke voor (HENRIET et al., 1988).

In de groeve van Koekelberg te Marke kan men drie groepen van breuken onderscheiden (Fig. 7.8). De belangrijkste breuken hebben een spronghoogte van verschillende meters en een helling tussen 80 en 45 graden. Een tweede en dichtere groep bestaat uit breuken die worden gekenmerkt door relatieve verplaatsingen in de grootte-orde van decimeters. Aan de top van de groeve bevinden zich enkele breuken die waarschijnlijk door kwartaire periglaciële fenomenen werden gereactiveerd (HENRIET et al., 1991)

Een van de vereisten voor het uitkiezen van de geologische lagen die geschikt zijn voor de berging van hoogradioactief afval is dat formaties waarin breuken met een grote verplaatsing of abrupte sprongen voorkomen, uitgesloten moeten worden. Hier staat tegenover dat er nog geen eenduidigheid betreffende de invloed van de kleitektonische vervormingen op de doorlatendheid van de Formatie van Kortrijk bestaat.

7.2.2. Genese

Het ontstaan van de structurele vervormingen is waarschijnlijk gebonden aan de afzettingsgeschiedenis van de klei en heeft niets te maken met differentiële belasting, glaciatie of tektonische invloed (Fig. 7.9). De Formatie van Kortrijk werd als een los slik met een grote porositeit en een groot watergehalte afgezet. Door toenemende sedimentatie trad graduele compactie van dit slik op. Door de aanwezigheid van het doorlatend zandsubstraat van de Landen Groep en de onderaan voorkomende maximale begravingsdikte werd het poriënwater het gemakkelijkst aan de basis van het kleipakket uitgeperst. Hierdoor vormden deze basale kleilagen een barrière die verdere wateruitpersing langs de Landen Groep belette. Omdat de compactiegraad toenam met de diepte ontstond er een dichtheidsgradient. Een gelijkaardig wateruitpersingsfenomeen deed zich voor aan de door zanden bedekte top van het kleipakket. Deze situatie leidde echter tot ondercompactie en dichtheidsinversie, waardoor een onstabiele toestand ontstond (HENRIET et al., 1988).

Bij verdere sedimentatie kon de druk van de bovenliggende sedimentmassa in de slecht ontwaterde middenste zone niet meer volledig door het korrelskelet opgevangen worden. Dit had tot gevolg dat een gedeelte van deze druk door het niet gedraineerde poriënwater diende getorst te worden. Hierdoor werd de waterspanning in de poriën systematisch groter dan de hydrostatische druk op die diepte. Zo'n toename van de waterspanning kan leiden tot een drastische verlaging van de schuifweerstand van het sediment. Vooral in fijnkorrelige, losse afzettingen worden zo de omstandigheden voor het ontstaan van bewegingen in de sedimentmassa gunstig (HELDENS, 1983).

Wanneer een visceuze vloeistof zich boven een minder visceuze vloeistof bevindt (Rayleigh-Taylor instabiliteit), begint het grensvlak tussen beide te golven en ontstaan er regelmatig verspreide welvingen van de vloeistof met de laagste dichtheid (Fig. 7.10) (HENRIET et al., 1988).

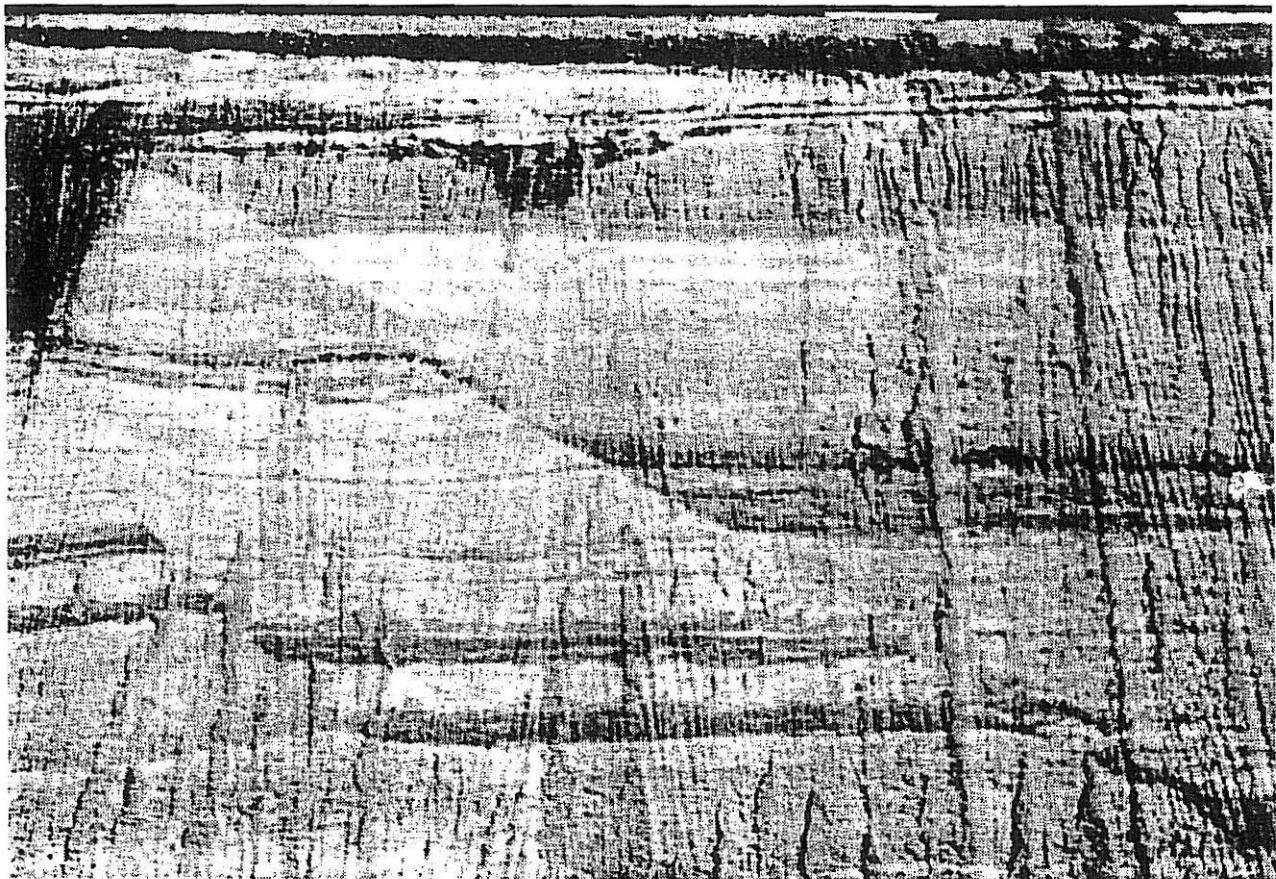
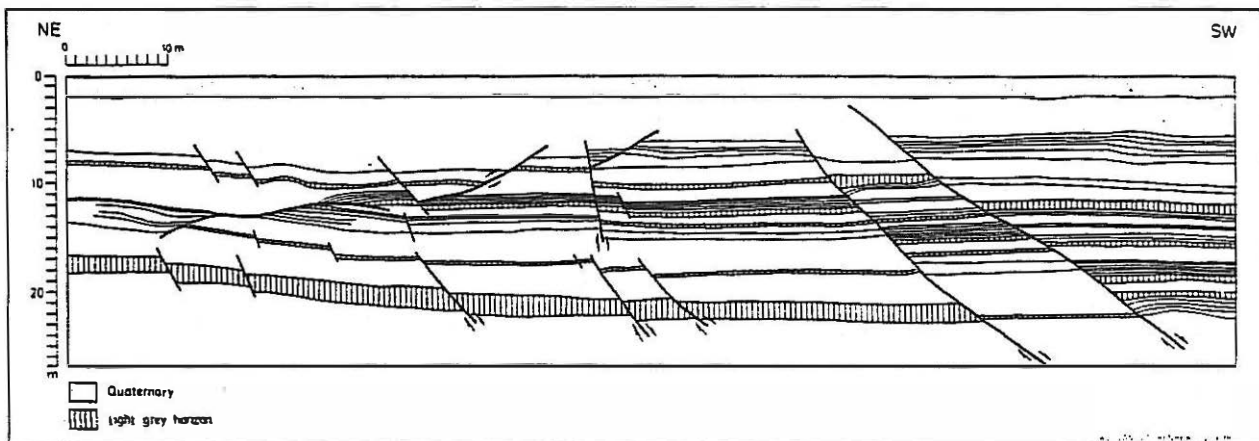


Fig. 7.8 - Breukenpatroon in de Formatie van Kortrijk te Marke
(uit HENRIET et al., 1991)

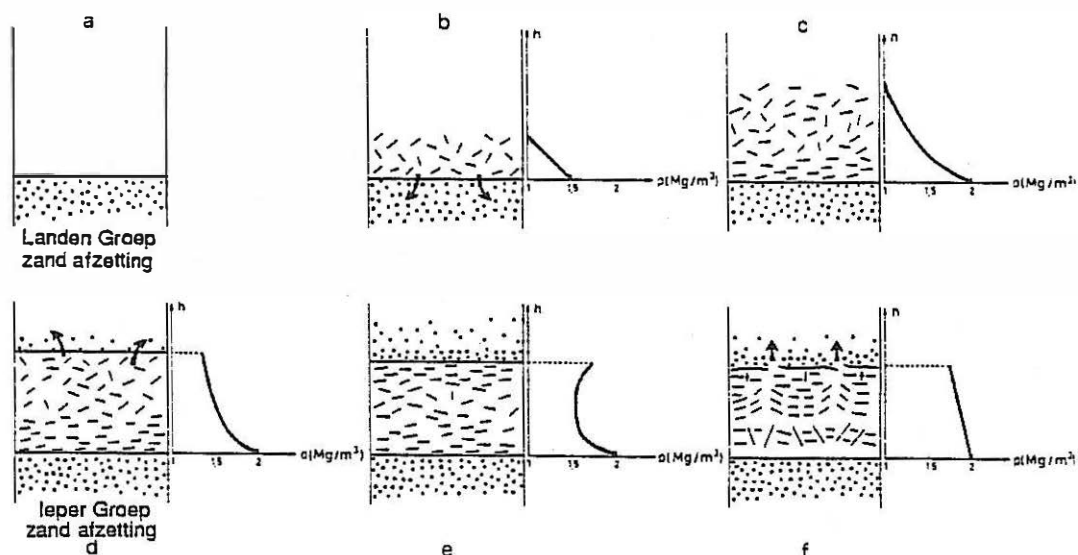


Fig. 7.9 - Compactiemodel van de Formatie van Kortrijk
(HENRIET et al., 1988)

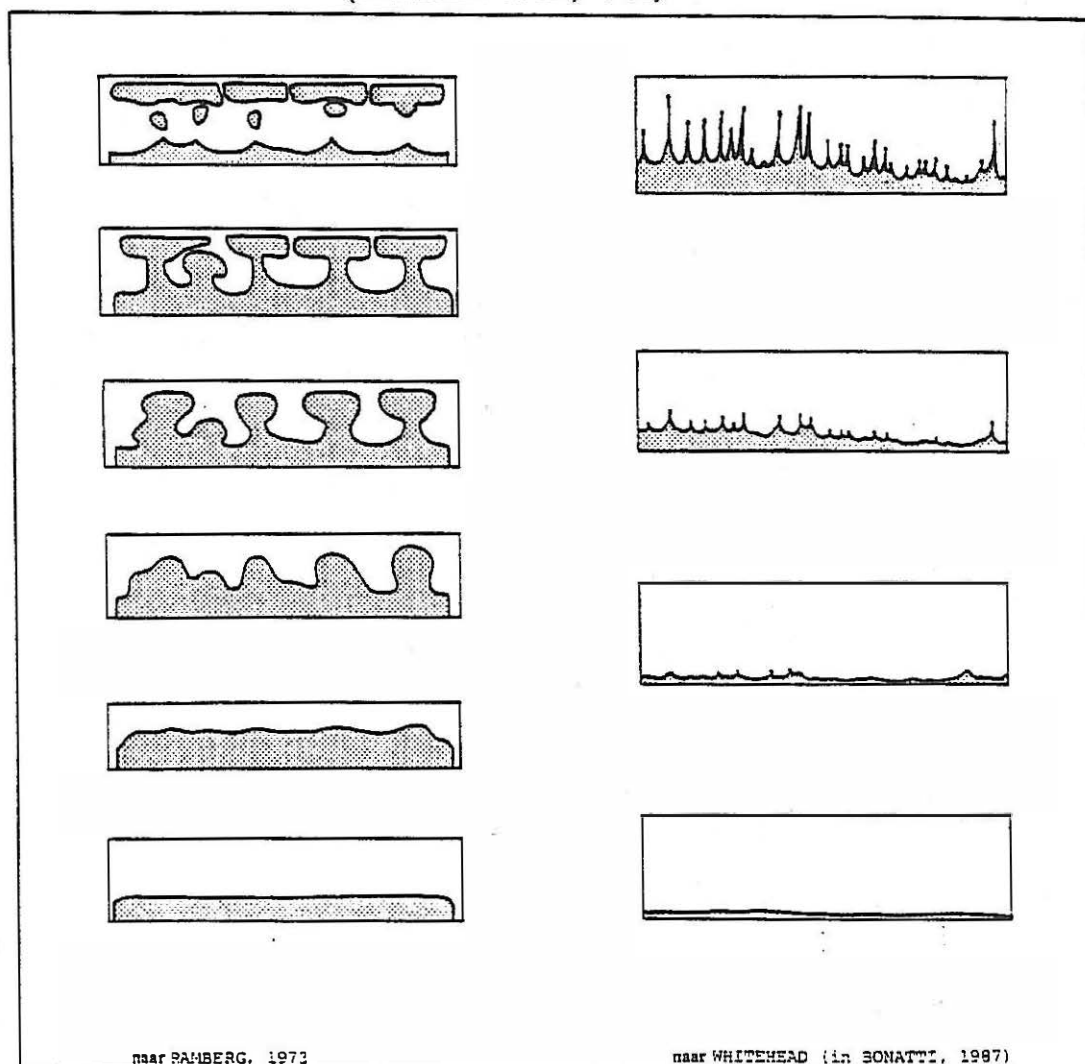


Fig. 7.10 - Modellen van een Rayleigh-Taylor instabiliteit (uit HENRIET et al., 1988)

In de Formatie van Kortrijk kunnen dergelijke opwelvingen van de ondergecompacteerde laag in het normaal gecompacteerd dak zijn opgetreden tot dit dak het langs breuken begaf. Het overtollige poriënwater kan dan langs de spleten en breuken zijn omhooggespoten waardoor er zetting van het centrale gedeelte en ineenstorting van het dak optrad. Het boven besproken fenomeen kan worden samengevat als een gravitationele ineenstorting van golvingen te wijten aan een Rayleigh-Taylor instabiliteit, met snel vloeistoftransport langs klastische aders die zich gedeeltelijk tot normale breuken ontwikkelen (VERSCHUREN, 1992).

De breuken in de onderste en in de bovenste kleihorizonten wijzen op het, door vroege compactie ontstane, broze gedrag (HENRIET et al., 1988). Door dissipatie van de overdruk ondergingen de bovenste broze horizonten breuk- en hellingsprocessen waardoor ook de onderliggende aanvankelijk ondergecompacteerde zone werd aangetast. Hierdoor werden de oorspronkelijke golfvormen vernietigd. De overblijfselen van deze vormen, die nu nog kunnen waargenomen worden op enkele plaatsen op het Belgische continentaal plat, zijn waarschijnlijk door lokaal verschillende poriënwaterrelaxatie-omstandigheden bewaard gebleven (HENRIET et al., 1991). Een groot gedeelte van de overdruk kan verdwenen zijn langs microbreukjes. In het totaal zou deze onstabiele toestand ongeveer 2 miljoen jaar geduurd hebben (HENRIET et al., 1988).

De vervorming werd waarschijnlijk tektonisch aan de gang gebracht door een vroeg-oligocene O-W gerichte rek. Nadat de kleiige formatie terug normaal gecompacteerd was, werd ze waarschijnlijk nog verstoord door een miocene ZW-NO gerichte samendrukking (VERSCHUREN, 1992).

Uit voorgaande kan men afleiden dat dikke, kleiige afzetting op een, in een tektonisch rustige omgeving gelegen, continentaal plat bij een geringe begraving geheel gebroken en gefractureerd kan worden. Langs deze breuken en barsten kan poriënwater uit onderliggende ondergecompacteerde delen omhooggespoten zijn (VERSCHUREN, 1992).

Sommige vervormingen in de Formatie van Kortrijk kunnen tijdens het Kwartair gereactiveerd geweest zijn. Dit blijkt uit de waarnemingen van kleidiapyren die in de kwartaire opvulling van paleovalleien dringen en van breuken die gedurende een zekere periode in het Kwartair doorgewerkt hebben (HENRIET et al., 1988).

De breuken werden tot nu toe enkel waargenomen in het westen van het land en in het Noordzeebekken, daar waar de homogeniteit van de Formatie van Kortrijk het grootst is. Gezien het ontstaansmechanisme is het niet uitgesloten dat de frequentie van deze breuken vermindert naarmate het zandaandeel toeneemt (naar het oosten en het zuiden van het land toe). Hiervoor zijn echter tot nog toe geen bewijzen gevonden.

7.2.3. Vergelijking met andere tertiaire kleisequenties

De vervormingen in de Formatie van Kortrijk zijn niet uniek : gelijkaardige vervormingen komen voor in de Bartoonklei (Lid van Asse en Lid van Ussel) en in Formatie van Boom. Door de grotere dikte (ongeveer 150 m in gecompacteerde toestand) en de homogeniteit (waardoor overdruksituaties gemakkelijk ontstaan) zijn de vervormingen in de Formatie van Kortrijk echter meer uitgesproken (HENRIET et al., 1991).

Over grote gebieden van de centrale en noordelijke noordzee (in het totaal ongeveer de helft van het Noordzeebekkenoppervlak) komen klei- en sliksequenties, verstoord door complexe patronen van kleine rekbreuken, voor. Deze breuken werden niet opgemerkt in de prograde-rende sequenties aan de bekkenranden. Dit suggereert dat hun voorkomen wordt gecontroleerd door het lithofaciës, wat trouwens ook wordt aangetoond door de aanwezigheid in bepaalde stratigrafische eenheden, die worden gekenmerkt door een lage doorlatendheid (CARTWRIGHT, 1994). HELDENS (1983) merkt op dat de doorgaans vrij monotone successie van parallelle reflectie in de Boomse Klei plaatselijk soms sterk verstoord wordt door kleidiapyren. Dergelijke diapyren komen in kleiige afzettingen vrij frequent voor en weerspiegelen abnormale druktoestanden die in de loop van de compactie- en erosiegeschiedenis optreden.

7.2.4. Besluit

De Formatie van Kortrijk wordt gekenmerkt door belangrijke kleitektonische vervormingen. Zowel breuken, golvingen als diaklazen komen voor. Ze zouden te maken hebben met de afzettingsgeschiedenis van de klei. Er bestaat nog geen eenduidigheid betreffende de invloed van deze vervormingen op de doorlatendheid van de Formatie van Kortrijk. De vervormingen werden d.m.v. seismisch onderzoek op de Noordzee aangetoond en ook op het Westvlaamse vasteland opgemerkt. Meer naar het oosten toe werden deze vervormingen tot nu toe nog niet geobserveerd. Er werd echter nog geen onderzoek in de richting ondernomen.

8. ONDIEP WATER SEISMISCH ONDERZOEK

In 1989 werd door het RCMG (Universiteit Gent) een verkennend reflectieseismisch onderzoek op Belgische waterlopen uitgevoerd. Het studiegebied omvatte :

- de Schelde van aan de Nederlandse grens tot in Baasrode
- het Zeekanaal van in Wintham Sluis tot in Brussel
- de Rupel tot iets voorbij Boom

Uit de profielen kan men o.a. het volgende afleiden.

- Het seismisch faciës van de Formatie van Kortrijk is in het grootste gedeelte van de studiesector vrij homogeen en tamelijk transparant. Dit weerspiegelt vooral in het noorden een zeer homogene lithologie. Het bijna reflectievrij seismisch faciës verandert geleidelijk naar het zuiden toe. Steeds meer en duidelijke interne reflectoren tekenen zich af. Dit is - vermoedelijk het effect van veranderingen in het lithofaciës, eventueel gebonden aan de aanwezigheid van zandcomponenten in de Formatie van Kortrijk. De bovengrens van de sequentie wordt plaatselijk benadrukt door een lichte erosie of, naar het zuiden toe, door toplap van de zwakke interne reflectoren.

- Iets ten noorden van een opwelling in de Sokkel nabij Hoboken kan een soort van intraformationele plooï, die voornamelijk de eocene sequenties beïnvloedt, worden waargenomen. De plooï wordt discordant afgedekt door de O1-reflector van de bovenliggende oligocene afzettingsreeks en de amplitude van de plooï vermindert geleidelijk naar onderen toe. Een lichte faciësverandering in de onderliggende paleocene sequentie en de waarneming van een enkele diffractiehyperbool nabij de top van het Krijt, suggereert een door een zwakke, diepe breuk veroorzaakte en in bovenliggende, meer plastische sedimenten versterkte vervorming. De nabijheid van de opwelling in de Sokkel is misschien niet geheel toevallig. Een intraformationele afglijding in de Formatie van Kortrijk, zoals reeds gesuggereerd voor analoge plooïen voor de Belgische Oostkust (HENRIET et al., 1982) zou een andere verklaring kunnen zijn.

9. BESLUIT

In de eerste faze van dit onderzoek werden de bestaande literatuurgegevens die van belang zijn voor een mogelijke diepe bergplaats van hoogradioactief afval in de Formatie van Kortrijk samengebracht en getoetst aan de criteria voor berging.

Op basis van de geometrie, de bathymetrie, de lithologie en de sedimentologie van de Formatie van Kortrijk en zijn verschillende leden wordt een gebied voorgesteld dat de moeite loont voor verder onderzoek. Nog steeds op basis van literatuurgegevens zal in de volgende faze dit gebied aan een meer gedetailleerd onderzoek onderworpen worden, waarna op grond van geologische criteria de voor- en nadelen van de berging van hoogradioactief afval in de Formatie van Kortrijk zullen opgesomd worden.

De lagen die boven en onder een voor berging van radioactief afval geschikte geologische formatie voorkomen, dienen bij voorkeur te bestaan uit plastische gesteenten die ondoorlatend zijn voor de circulatie van grondwater. In dit kader dient vermeld dat onmiddellijk boven en onder de Formatie van Kortrijk watervoerende lagen voorkomen, waarvan het belang regionaal gebonden is. Bovendien dienen de grondwaterstroming, de geschiktheid van het grondwater als drinkwater en de eventuele voorkomende grondwaterwinningen in acht worden genomen. De onderliggende Landen Groep is, vooral in het zuiden van het land, belangrijk is voor waterwinning. In de huidige situatie wordt ze doorheen de Formatie van Kortrijk gevoed. Boven de Formatie van Kortrijk komt de Formatie van Tielt voor. Hiervan is het bovenste Lid van Egem watervoerend, het is van lokaal belang voor waterwinning. De Leden van Pittem en van Merelbeke scheiden het Lid van Egem met de bovenliggende watervoerende Zenne Groep en het Lid van Vlierzele, die belangrijk zijn voor de waterwinning in Vlaanderen. In het noorden van België is het grondwaterreservoir reeds op geringe diepte verzilt.

De Formatie van Kortrijk wordt gekenmerkt door belangrijke kleitektonische vervormingen. Zowel intraformationele breuken, golvingen, als diaklazen komen voor. Er bestaat nog geen eenduidigheid betreffende de invloed van deze vervormingen op de doorlatendheid. Ten oosten van West-Vlaanderen werden eventuele vervormingen tot nu toe nog niet onderzocht.

Voor het noordwesten van België zijn de dichtsbijgelegen seismologisch actieve gebieden de Graben van Roermond, de streek van Luik, het Bekken van Bergen, de streek van de Boven-Jeker, het Massief van Brabant en het Nauw van Calais. Hiervan is de Rijngraben met de Graben van Roermond het meest actief. Het Variscisch front is een kenmerkende zwaktezone van de aardkorst in België. De ermee geassocieerde seismologische zones zijn deze in Noord-Frankrijk, in Henegouwen en in het gebied rond Luik. Noordwest-België kan beschouwd worden als een tektonisch relatief stabiel gebied.

REFERENTIES

ALEXANDRE, P. (1989). *La sismicité historique du Hainaut, de la Flandre en de l'Artois*. Annales de la Société Géologique de Belgique, **112**, 329-343.

BESTUUR NATUURLIJKE RIJKDOMMEN EN ENERGIE (1993). *Inventaris van de provincie West-Vlaanderen*, Ministerie van de Vlaamse gemeenschap.

BOLLE, I., VAN CAMP, M., DE CEUKELAIRE M., LEBBE, L. & DE BREUCK, W. (1990). *Hydrogeologisch onderzoek van de industriële stortplaats Fabelta en omgeving te Zwijnaarde (partim karakterisatie)*. Gent, Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (RUG), TGO 86/73 (1), 40 pp.

BOLLE, I. & DE BREUCK, W. (1993). *Inventarisatie van de watervoerende systemen in de provincies Oost- en West-Vlaanderen, Antwerpen en West-Limburg. Voorstelling en interpretatie van gegevens met betrekking tot het grondwaterbeleid*. Gent, Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (RUG), TGO 93/05, 162 pp.

CAMELBEECK, T. (1989). L'activité sismique actuelle (1985-1988) en Belgique. Comparaison avec les données de sismicité historique et instrumentale. Analyse seismotectonique. *Annales de la Société de Belgique*, **112**, 347-365.

CARTWRIGHT, J.A. (1994a). Episodic basin-wide fluid expulsion from geopressured shale sequences in the North Sea basin. *Geology*, **22**, 447-450.

CARTWRIGHT, J.A. (1994b). Episodic basin-wide hydrofracturing of overpressured Early Cenozoic mudrock sequences in the North Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*, preprint.

CCE (1979). *Catalogue Européen des formations géologiques présentant des caractéristiques favorables à l'évacuation des déchets radioactifs solidifiés de haute activité et/ou de longue vie*. Vol. 2, Belgique.

CNUUDE, J.P., DE SMET, D., LEBBE, L., VAN HOUTTE, E. & DE BREUCK, W. (1991). *Hydrogeologische studie van de ondiepe waterwinning van de N.V. INEX te Bavegem (Sint-Lievens-Houtem)*. Gent, Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (RUG), TGO 89/41b, 41 pp.

DE BREUCK, W., VAN BURM, P. & VAN CAMP, M. (1983). *Hydrogeologische studie van de Gentse Kanaalzone*. Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (RUG), 243 pp.

DE BREUCK, W., VAN DYCK, E. & STEYAERT, M. (1987). *Kwetsbaarheidskaart van het grondwater in Oost-Vlaanderen*. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Brussel, 31 pp.

DE BREUCK, W., VAN BURM, P., STEYAERT, M. & VAN CAMP, M. (1988). *Hydrogeologische studie van de Sokkel en het Landeniaan onder het oostelijk gedeelte van Oost-Vlaanderen en het westelijk gedeelte van Vlaams-Brabant*. Eindverslag. Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (RUG), 34 pp.

DE BREUCK, W., WALRAEVENS, K., VAN BURM, P., DE CEUKELAIRE, M. & STEYAERT M. (1990). *Kaart van de grondwaterkwaliteit in de Provincie West-Vlaanderen. Watervoerende lagen van het Landeniaan, van het Ledo-Paniseliaan en van het Kwartair*. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Brussel, 34 pp.

DE CEUKELAIRE, M., WALRAEVENS, K. & VAN BURM, P. (1992). *Evolutie van de stijghoogten in het Landeniaan en de Sokkel vanaf de eeuwwisseling tot 1986 (West-Vlaanderen en aangrenzend deel Oost-Vlaanderen)*. Geologische Dienst van België, Prof. Paper 257.

DE CONINCK, J. (1988). Ypresian organic-walled phytoplankton in the Belgian Basin and adjacent areas. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **97**, 287-319.

DE CONINCK, J. (1990). Signification stratigraphique du phytoplankton fossile a paroi organique dans quelques echantillons du sondage du Mont-Panisel. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **99**, 311-314.

DE CONINCK, J. (1993). Diachronism of the Deflandrea Oebisfeldensis acme towards the southern margin of the Belgian Basin. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **102**, 105-115.

DE CORTE, B. (1994). *Lithostratigrafie en geofysische karakterisatie van de Formatie van Tielt in Oost- en West-Vlaanderen*. Licentiaatsthesis, RUG, 104 pp.

DE MOOR, G. & JACOBS, P. (1974). *Coupe doorheen het Massief van Brabant, het Bekken van Namen, het Secundair Bekken, het Bekken van Parijs en het Massief van Baugnies*. Ongepubliceerde uitgaven.

DE MOOR, G. EN GEETS, S. (1976). Sedimentologie en lithostratigrafie van de eocene afzettingen in het zuidoostelijk gedeelte van de Gentse agglomeratie. *Natuurwetenschappelijk tijdschrift*, **55**, 129-192.

DERYCKE, F., LAGA, P. & NEYBERGH H. (1982). *Bilan des ressources en eau souterraine de la Belgique*. Commission de Communautés Européennes, Hannover, 260 pp.

DE SMET, D., VAN CAMP, M., LEBBE, L. & DE BREUCK, W. (1993). *Studie van de invloed van de tunnel voor de HSL op het grondwater te Bierbeek*. Gent, Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (RUG), TGO 92/55, 114 pp.

DE VOS, W., VERNIERS, J., HERBOSCH, A. & VANGUESTAINE, M. (1993). A new geological map of the Brabant Massif, Belgium. *Geological Magazine*, **130**, 605-611.

DUPUYDT, F. (1978). *Oro-Hydrografie, tweede atlas van België, Blad II*. Nationaal Geografisch Instituut.

FOBE, B. (1988). Limestones and sandstones of the Ieper Formation - their nature and stratigraphic significance. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **97**, 473-479.

GAUS, I. (1994). *Koppeling van geofysische boorgatparameters aan de interpretatie van een dubbele pompproef uitgevoerd te Ronse*. Licentiaatsthesis, RUG, 123 pp.

GEETS, S. & DE BREUCK, W. (1982). De zware-mineraleninhoud van Belgische mesozoïsche en cenozoïsche afzettingen. D. Onder-Eoceen. *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift*, **64**, 3-25.

GEETS, S. (1988). The evolution of the grain-size distribution in the sediments of the Ieper Formation in Belgium. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **97**, 451-456.

GEETS, S. (1990). Sedimentological investigation of the Mont-Panisel boring. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **99**, 315-323.

GEETS, S. (1993). The "abnormal" heavy-mineral distribution at the base of the Kortrijk Formation (Ieper Group). *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **102** (1-2), 165-173.

GULINCK, M. (1967). *Profils de l' Ypresien dans quelques sondages profonds de la Belgique*. Bull. Soc. belge Géol., Paléont. Hydrol., **76**, 108-113.

GULINCK, M. (1969). Coupe résumée des terrains traversés au sondage de Kallo et profil géologique NS passant par Woensdrecht-Kallo-Halle. In : Le sondage de Kallo (au Nord-Ouest d'Anvers). *Toelichtende Verhandelingen voor de Geologische kaart en Mijnkaart van België*, **11**, 3-7.

HELDENS, P. (1983). *Een seismische studie van de Klei van Boom en de Klei van Ieper*. Doctoraatsthesis, RUG, 237 pp.

HENRIET, J.P., D'OLIER, B., AUFFRET, J.P., & ANDERSEN, H.L. (1982). Seismic tracking of geological hazards related to clay tectonics in the Southern Bight of the North Sea. Roy. Soc. Flem. Eng. (K.VIV), Symposium Engineering in Marine Environment, Brugge, 1.5-1.15.

HENRIET, J.P., DE BATIST, M., VAN VAERENBERGH, W. & VERSCHUREN, M. (1988). Seismic facies and clay tectonic features of the Ypresian Clay in the Southern North Sea. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **97**, 457-472.

HENRIET, J.P., DE BATIST, M. & VERSCHUREN, M. (1991). Early fracturing of Paleogene clays, southernmost North Sea : relevance to mechanisms of primary hydrocarbon migration. In : *Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons* (ed. A.M. Spencer), Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists 1, 217-227. Oxford University Press, Oxford.

JACOBS, P., MARÉCHAL, M., DE CEUCKELAIRE, M., SEVENS, E., DE BREUCK, W. & DE MOOR, G. (1993). *Geologische Kaart van België - Vlaams Gewest - Toelichtingen en databank - Kaartblad 13, Brugge*. Belgische Geologische Dienst en Bestuur Natuurlijke Rijkdommen en Energie.

JACOBS, P., DE CEUCKELAIRE, M., DE BREUCK, W. & DE MOOR, G. (1993). *Geologische Kaart van België - Vlaams Gewest - Toelichtingen en databank - Kaartblad 14, Lokeren*. Belgische Geologische Dienst en Bestuur Natuurlijke Rijkdommen en Energie.

- JACOBS, P., DE CEUCKELAIRE, M., DE BREUCK, W. & DE MOOR, G. (1995). *Geologische Kaart van België - Vlaams Gewest - Toelichtingen en databank - Kaartblad 21, Tielt*. Belgische Geologische Dienst en Bestuur Natuurlijke Rijkdommen en Energie.
- JACOBS, P., DE CEUCKELAIRE, M., DE BREUCK, W. & DE MOOR, G. (1995). *Geologische Kaart van België - Vlaams Gewest - Toelichtingen en databank - Kaartblad 22, Gent*. Belgische Geologische Dienst en Bestuur Natuurlijke Rijkdommen en Energie.
- KAASSCHIETER, J.P. (1961). Foraminefera of the Eocene of Belgium. *Verhandelingen van het Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen*, 147, 1-271.
- KING, C. (1988). Stratigraphy of the Ieper Formation and Argile de Flandres (Early Eocene) in Western Belgium and Northern France. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, 97, 349-372.
- LAGA, P. & VANDENBERGHE, N. (1990). The Knokke Well (11E/138) with a description of the Den Haan (22W/276) and Oostduinkerke (35E/142) wells. *Toelichtende Verhandelingen bij de Geologische en Mijnkaarten van België*, 29, 118 pp.
- LALIEUX, PH. (1994). *Potentialité des argiles de l' Yprésien en matière d' évacuation profonde. Cadre géologique et plan de travail*. Organisme National de déchets radioactifs et de matières fissiles enrichies, 14 pp.
- LEBBE, L., VAN CAMP, M., DE CEUCKELAIRE, M., VAN BURM, P., & DE BREUCK, W. (1987). *Hydrogeologische mathematisch model van de grondwaterstromingen in de gedeeltelijk afgeloten watervoerende lagen onder West-, Oost-, Zeeuws- en Frans-Vlaanderen*. Gent, Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (RUG), TGO 86053.
- LEBBE, L., VAN CAMP, M., VAN BURM, PH., DE CEUCKELAIRE, M., WATTIEZ R. & DE BREUCK, W. (1988). Het grondwater in de paleozoïsche sokkel en in het Landeniaan in West- en Oost-Vlaanderen. *Water*, 41, 104-108.
- LEBBE, L., MAHAUDEN & DE BREUCK, W. (1989). *Pompproeven en waterstaalnamen in gespleten vaste gesteenten (Oost- en West-Vlaanderen). Resultaten van de pomp- en stijgproef bij het Klooster van de Zusters Benidictinessen te Poperinge*. Gent, Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (RUG), TGO 89/53, 39 pp.
- LEBBE, L., MAHAUDEN, M. & DE BREUCK, W. (1990). *De pompproefresultaten en berekening van de winbare grondwaterhoeveelheden in de watervoerende lagen van Landeniaan en Sokkel, te Hoegaarden*. Gent, Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (RUG), TGO 90/34, 58 pp.
- LEBBE, L., MAHAUDEN, M. & DE BREUCK, W. (1992). *Hydrogeologische studie van de freatische watervoerende laag op het bedrijfsterrein van de firma I.T.C. te Tielt*. Gent, Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (RUG), TGO 91/45, 35 pp.
- LEBBE, L. MAHAUDEN, M. & DE BREUCK, W. (1992). Execution of a triple pumping test and interpretation by an inverse numerical model. *Applied Hydrogeology*, 4, 20-34.

- LEBBE, L., VAN HOUTTE, E. & DE BREUCK, W. (1993). *Interpretatie van de pompproef in het Landeniaan en berekening van de waterwinningscapaciteit in het waterwinningsgebied van de IWVA te Oostduinkerke*. Gent, Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie (RUG), TGO 93/04, 43 p.
- LEGRAND, R. (1968). Le Massif du Brabant. *Mémoire, Service Géologique de Belgique*, **9**, 148 pp.
- LOY, W. & DE SMEDT, P. (1978). Doorlatendheid van enkele formaties in België. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **87**, 253-260.
- MARECHAL, R. & LAGA, P. (1988). *Voorstel lithostratigrafische indeling van het Paleogeen*. Nationale commissies voor stratigrafie. Commissie Tertiair, 208 pp.
- MERCIER-CASTIAUX, M. & DUPUIS, C. (1988). Clay mineral association in the Ypresian formations in the NW European Basin - time and geographical variations - interpretations. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **97**, 441-450.
- MOSTAERT, F. (1988). *De leem- en kleibevoorrading in West- en Oost- Vlaanderen met betrekking tot de huidige gewestplannen*. Administratie Economie en Werkgelegenheid, Dienst Natuurlijke Rijkdommen en Energie, 92 pp.
- RENARD CENTRE OF MARINE GEOLOGY (1989). *Eindverslag van het "Ondiepwater seismisch onderzoek"*. Rijksuniversiteit Gent, Ministerie van Economische zaken, Administratie van het mijnwezen en Belgische Geologische Dienst.
- ROCHE, E. (1990). Sporopollinic biostratigraphy and Ypresian paleoenvironment. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **97**, 373-383.
- SECRETARIAT D'ETAT A L'ENERGIE (1990). *Commission d'Evaluation SAFIR*.
- STEURBAUT, E. & NOLF, D. (1986). Revision of Ypresian stratigraphy of Belgium and northwestern France. *Meded. Werkgr. Tert. Geol.*, **23**, 115-172.
- STEURBAUT, E. (1987). The Ypresian in the Belgian Basin. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **96**, 339-351.
- STEURBAUT, E. (1988). Ypresian calcareous nannoplankton biostratigraphy and paleogeography of the Belgian Basin. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **97**, 251-285.
- STEURBAUT, E. & NOLF, D. (1988). Ypresian teleost otoliths from Belgium and Northwestern France. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **97**, 321-347.
- STEURBAUT, E. & KING, C. (1993). Integrated stratigraphy of the Mont-Panisel borehole section (151E340), Ypresian (Early Eocene) of the Mons Basin, SW Belgium. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **102**, 175-202.

STUYFZAND, P. (1986). *A new hydrochemical classification of watertypes : Principles and application to the coastal dunes aquifer system of the Netherlands*. Paper presented at the 9th Salt Water Intrusion Meeting, Delft 12-16 May 1986.

TRACTIONEL (1984). *Studie van de geologie en de seismische parameters voor de bouwplaats Doel. Kerncentrale Doel*. Tienjaarlijkse revisie, Tractionel, 89 pp.

VANDENBERGHE, N. (1974). *Een sedimentologische studie van de Boomse Klei*. Doctoraatsthesis. KUL, 187 pp.

VANDENBERGHE, N. (1978). Sedimentology of the Boom Clay (Rupelian) in Belgium. *Verh. van de Koninklijke Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België*, 147.

VANDENBERGHE, N., LAGA, P., VANDORMAEL, C. & ELEWAUT, E. (1988). The geophysical log correlations in the Ieper Clay sections in Belgium. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, 97, 437-440.

VANDENBERGHE, N., DUSAR, M., LAGA, P. & BOUCKAERT, J. (1988). The Meer Well in North Belgium. *Toelichtende Verhandelingen voor de Geologische en Mijnkaarten van België*, 25, 23 pp.

VANDENBERGHE, N., LAGA, P., STREURBAUT, E., HARDENBOL, J. & VAIL, P. (in press). Sequence Stratigraphy of the Tertiary at the southern border of the North Sea Basin in Belgium. *Soc. Economic Paleontologist and Mineralogist*.

VANHOVE, H. & DE CONINCK, J. (1990). Microfossils a paroi organique de l' Ypresien a Steenhuize-Wijnhuize et Ronse-Waaienbergh. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, 99, 355-360.

VAN VAERENBERGH, W. (1987). *Struktuurgeologische studie van de Ieperse Klei*. Doctoraatsthesis, RUG, 136 pp.

VERMOORTEL, Y. & DE BREUCK, W. (1994). *Grondwateronderzoek Diepe Zandlagen, Fase I*. Gent, Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie, RUG, TGO, 93045, 98 pp.

VERSCHUREN, M. (1992). *Een integrale 3D benadering van kleitektonische vervormingen en de ontwikkeling van een nieuwe 3D oppervlaktetmodelleringsmethode*. Doctoraatsthesis, RUG, 359 pp.

WALRAEVEN, K. (1987). *Hydrogeologie en hydrochemie van het Ledo-Paniseliaan in Oost- en West-Vlaanderen*. doctoraatsthesis, RUG, 350 pp.

WALRAEVEN, K., VAN CAMP, M., DE CEUKELAIRE, M., VAN BURM, P., LEBBE, L., DE BREUCK, W., GERARD, P. & VERPLAETSE, H. (1989). Hydrochemisch onderzoek van de gedeeltelijk afgeloten watervoerende lagen van de sokkel, het Krijt en het Landeniaan onder West-, Oost- en Frans-Vlaanderen. *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift*, 71, 53-73.

WALRAEVEN, K., LEBBE, L. & DE BREUCK, W. (1990). *Q3D-mathematical modeling of the groundwaterflow in and around the dune area of De Haan*. In : Proc. 11th Salt Water Intrusion Meeting Gdansk, 1990 (ed. by B. Kozerski en A. Sadurski), 110-127, Technical University of Gdansk, Poland.

WILLEMS, W. (1988). Iconography of the Ypresian foraminifera of the Belgian Basin and description of new benthic species. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **97**, 385-435.

WILLEMS, W. & MOORKENS, T. (1988). The Ypresian stage in the Belgian Basin. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, **97**, 231-249.

WOUTERS, L. & VANDENBERGHE, N. (1994). *Geologie van de Kempen - een synthese*. NIRAS, 208 pp.

ZIEGLER, P.A. (1982). *Geological atlas of Western and Central Europe*. The Hague, Shell Internationale Petroleum Maatschappij, B.V., 130 pp.